

Том 16, номер 5
ISSN 0207-4028

Сентябрь-Октябрь 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 16 № 5 1997 Сентябрь-Октябрь

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

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

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов, А.А.Врублевский
И.Н.Говоров, 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, 1997 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN
Vol.16 № 5 1997 September-October

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

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

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), I.N.Govorov, V.I.Goncharov,
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), L.P.Karsakov, R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshev, V.G.Moiscenko,
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.Nozaava (Japan), H.Okada (Japan), A.Panteleev (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, 1997

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника и рудогенез

<i>Л.И. Красный.</i> Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская	3
<i>В.Н. Карнауш, Б.Я. Карп.</i> Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море)	10
<i>С.И. Андреев.</i> Рудогенез Мирового океана	25
<i>С.М. Родионов, А.И. Ханчук.</i> Месторождения типа Хисикари и перспективы их выявления на Восточной окраине России	34
<i>В.Г. Сахно, А.П. Матюнин, С.С. Зимин.</i> Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород	46
И.Н. Говоров, Н.С. Благодарева, Д.З. Журавлев. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород	60

Магматизм и метасоматоз

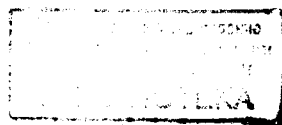
<i>В.П. Симаненко, И.Н. Говоров, Л.Н. Хетчиков, В.Г. Гоневчук, Н.С. Герасимов.</i> Меловые гранитоиды центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение	70
<i>П.Г. Недашковский, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, В.И. Сапин, В.А. Соляник, М.Н. Назаров.</i> Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край)	88

Седиментология и стратиграфия

<i>Тан Тяньфу, Э.Л. Школьник, Сюэ Яосон, Юй Цунлю, Е.А. Жегалло, Чжан Зун-Миш, Хо Тинкуй.</i> Природа фосфатных компонентов нижнекембрийских фосфоритов платформы Янцзы	96
<i>Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, Н.Н. Баринов, Н.А. Середя.</i> Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря	109
<i>Ю.Д. Захаров, А.В. Олейников, Г.В. Котляр, В.И. Бураго, В.С. Руденко, Э.А. Доруховская.</i> Первая находка раннепермского гониатита в южном Приморье	116

Некролог

Иван Николаевич Говоров (1920-1997)	123
---	-----



CONTENTS

Tectonics and ore genesis

<i>L.I. Krasny</i> . Tectonotype of interblock (collision-accretion) structure: Mongol-Okhotsk and Qinling systems	3
<i>V.N. Karnaukh, B. Ya. Karp</i> . Tectonics of the Japan Basin (the Japan Sea): seismic investigation results	10
<i>S.I. Andreev</i> . Ore genesis of the World Ocean	25
<i>S.M. Rodionov, A.I. Khanchuk</i> . Hishikari-type deposits, and prospects of their revealing in the eastern margin of Russia	34
<i>V.G. Sakhno, A.P. Matyunin, S.S. Zimin</i> . The Kurkhanskaya diamond-bearing diatreme from the northern part of the Khanka massif: texture and composition of rocks	46
<i>I.N. Govorov, N.S. Blagodareva, D.Z. Zhuravlev</i> . Petrogenesis of fluorite deposits of the Voznesensky district (Primorye) from the data of Rb-Sr isotopy magmatic and metasomatic rocks	60

Magmatism and metasomatism

<i>V.P. Simanenkov, I.N. Govorov, L.N. Khetchikov, V.G. Gonevchuk, N.S. Gerasimov</i> . The Cretaceous granitoids of Central Sikhote-Alin (intrusive complexes and series), their geodynamic position and origin	70
<i>P.G. Nedashkovsky, V.A. Pakhomova, B.L. Zalishchak, V.I. Sapin, M.N. Nazarov</i> . Rare-metal metasomatites in granitoids of Ulkan avlakogene (North-Uchur pluton, Khabarovsk Territory)	88

Sedimentology and stratigraphy

<i>Tang Tianfu, E.L. Shkolnik, Xue Yaosong, Yu Conglin, E.A. Zhegallo, Zhang Zun-Ming, Huo Tingkui</i> . The nature of phosphate components of the Lower Cambrian phosphorites, Yantze platform	96
<i>Yu.D. Markov, A.V. Mozherovskiy, N.N. Barinov, N.A. Sereda</i> . Green clay minerals in the sediments of the East China Sea	109
<i>Yu.D. Zakharov, A.V. Oleinikov, G.V. Kotlyar, V.I. Burago, V.S. Rudenko, E.A. Dorukhovskaya</i> . The first find of Early Permian goniatite in South Primorye	116

Obituary

<i>I.N. Govorov (1920-1997)</i>	123
---------------------------------------	-----

ТЕКТОНИКА И РУДОГЕНЕЗ

УДК 551.242.3

ТЕКТОНОТИП МЕЖБЛОКОВОЙ (КОЛЛИЗИОННО-АККРЕЦИОННОЙ) СТРУКТУРЫ: СИСТЕМЫ МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ И ЦИНЬЛИНСКАЯ

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

Рассмотрены основные черты тектоники и эволюции Монголо-Охотской и Циньлинской складчато-надвиговых систем, зажатых соответственно между Алдано-Становым и Северо-Китайским и Южно-Китайским (Янцзы) геоблоками. Устанавливается в них неоднократная перемежаемость раздвиговых и содвиговых процессов. Подчеркивается устойчивость Бореальной биогеографической провинции в среднем и позднем палеозое и становится под сомнение террейновая модель для Монголо-Охотской системы.

В Восточной Азии ярким примером близширотных межгеоблокковых систем, сходных по структурным особенностям и истории геологического развития, является Монголо-Охотская, разграничивающая Алдано-Становой и Амурский геоблоки, и Циньлинская, разделяющая геоблоки Северо-Китайский и Южно-Китайский (Янцзы) (рис. 1). Их одновременно можно считать тектонотипом коллизионно-аккреционных внутриконтинентальных структур.

Первая из них, в результате маршрутных и площадных геологосъемочных работ автора в 1947 (на Тугурском п-ве) и 1948 гг. (Шантарские о-ва), была продолжена из Восточного Забайкалья к Западному Приохотью. Описание ее различных звеньев и общая характеристика известны из монографии и статей М.С.Нагибиной [10 и др.], Л.И.Красного [8, 9 и др.], М.Т.Турбина и Г.Л.Кирилловой [6], В.А.Амантова [1], Б.А.Натальина [14], Л.М.Парфенова [12], В.Е.Хаина и Г.С.Гусева [4] и др. Последняя публикация относится к 1996 г. [11]. Циньлинской системе посвящены схемы и карты, демонстрировавшиеся на XXX сессии МГК (1996 г., Пекин) и сжатые, но достаточно емкие статьи Гувей Чанга и др. [18] и Ченг-Цанг Ли [19,20]. Большая группа китайских и других геологов участвовала в дискуссии о силурийско-девонском магматизме Циньлиня [15,17]. Отсюда следует, что интерес к зажатым между геоблоками ("малыми плитами") складчато-надвиговым системам достаточно велик.

В современном рельефе это протяженные (2,5-3,0 тысячи км) асимметричные (с более крутым северным склоном) горные сооружения, рассеченные продольными и реже поперечными долинами. Нет сомнений, что они развивались на раздвинутом и раздробленном древнем докембрийском основании. В Циньлине выделяются фрагменты верхнеархейско-нижнепротерозойского кристаллического комплекса. На

схеме [18] они тяготеют к южной границе системы. Наиболее изучены метаморфические образования в горах Даби на восточном фланге Циньлиня, обрезанные разломом Танлу. Предполагается, что массив Даби принадлежал в раннем протерозое к северной окраине платформы Янцзы. В нем выделяется ядро, обрамленное высокометаморфизованной зоной и полосой эклогитизированных пород. По Н.Л.Добрецову и др. (N.L. Dobresov, V.S. Shatsky, N.V. Sobolev, 1995), в массиве Даби Шань различаются несколько зон и блоков, в том числе зоны: коэситовая, меланжевая, метавулканитов и метаосадков, вулканитов и габбро. Пик метаморфизма сверхвысокого давления относится к триасу (240-220 млн лет). Несколько небольших куполовидных протерозойских массивов - Фопинг, Ксаомолон, Доулинг и др. - прижаты к разлому Шанданжен. Дискутируется проблема выдвигания на северо-восток древнего выступа платформы Янцзы, создающего внешний угол (promontory).

На востоке Монголо-Охотской системы сходное положение занимает Баладекский массив - тектонический отторженец - выступ Джугджуро-Станового блока, сложенный раннепротерозойскими пироксенгаббро-анортозитовыми породами. На западе, в зоне максимального сближения Алдано-Станового и Амурского геоблоков, названной "Аникинским порогом", известны раннепротерозойские зеленые сланцы, амфиболиты и гнейсы.

Подобно упомянутым выше куполам Фопинг и другим, в рассматриваемой системе на юго-востоке давно картируется Софийская и Кербинская куполовидные структуры. Развитые в них дотриасовые образования с пластовыми интрузиями габбро-диорит-плагиогранитов приурочены к центрам виргации пучков линейных дислокаций. Здесь установлены брахиформные складчато-надвиговые структуры со сложно-дислоцированными, падающими под углом 15-35°

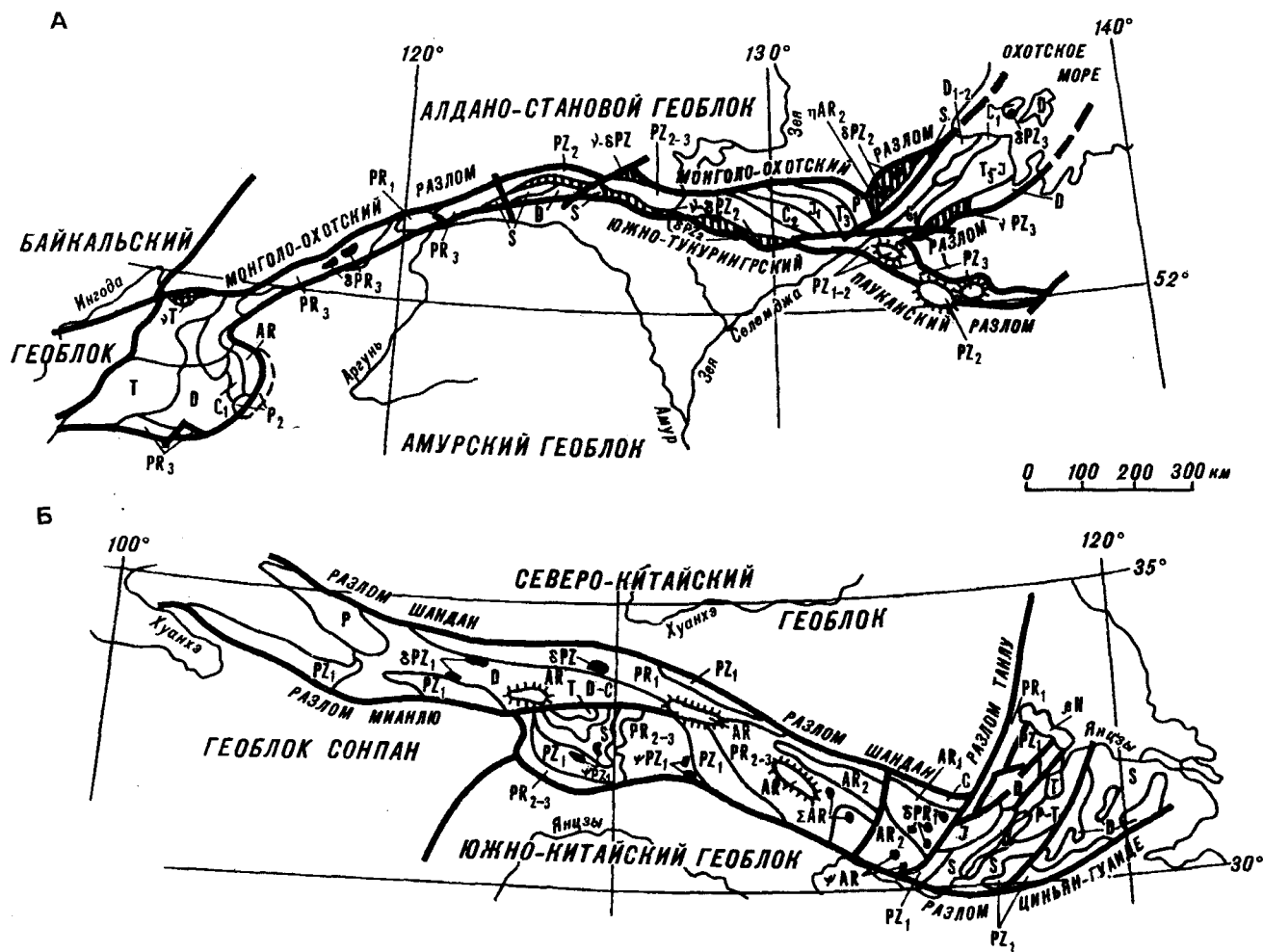


Рис. 1. Геолого-структурные схемы межгеоблоковых систем. А. Монголо-Охотской [по Л. И. Красному и А. М. Фирсову]; Б. Циньлинской [по 17, 18]

крыльями. Имеются данные, что Софийский купол принадлежит антиформной структуре, возникшей при деформации лежащих изоклинальных складок, осложненных надвигами.

В начальный позднепротерозойский (рифейский) этап становления Циньлинской системы намечается существование 1,0-0,8 млрд. лет назад "переходного" рифтогенного режима, создавшего (Zhang G., 1988) мозаику рифтовых долин и малых океанских бассейнов. Этот режим возможно охватывал и Монголо-Охотскую систему, хотя пока прямых доказательств этого нет.

Вся дальнейшая тектоническая история обеих систем от позднего протерозоя до среднего триаса в Циньлине и до ранней юры в Монголо-Охотской системе происходила в условиях неоднократной перемежаемости раздвиговых (транстенсивных) и содвиговых (трансперсивных) процессов.

Нужны специальные геолого-геофизические исследования для решения вопроса: как двигались на атмосферной подложке навстречу друг другу и как

расходились в разные стороны Амурский и Алдано-Становой геоблоки, имевшие разные массы и разную степень эродированности? И были ли это единые литосферные тела или только их отдельные блоки или клинья, выдвигаемые или отодвигаемые от одной или нескольких осевых зон?

Здесь уместно небольшое отступление от рассматриваемой темы. Автор никогда не признавал наличие гигантских плит, таких как Евразийская и Тихоокеанская. Первоначальный термин У. Дж. Моргана (1968 г.) "коровые блоки" (Crustal blocks) или последующие Чен Гога (1973, 1995 гг.) "коровые тела" (Crustal body), по звучанию (у Чен Гога и по смыслу) близки к понятиям «геоблок» или «литосферные блоки» (Красный, 1967 г. и последующие годы). Китайские исследователи десятилетиями в термины "Северо-Китайский", "Южно-Китайский" (Янцзы) блоки или плиты складывали понятия автономного развития крупных литосферных тел. Как будет видно ниже, представления о межгеоблоковых системах и происходивших в них событиях у автора и китайских геологов близки.

Следует подчеркнуть значение граничных, по сути директивных разломов, ведущую роль в развитии межгеоблоковых систем. В Циньлине это южный разлом Мианлу и северный Шандан, к которому приурочена цепочка ультрабазитовых тел. Они названы "главными сутурными зонами", которые были особо выразительными в позднем протерозое и раннем палеозое, в девоне и карбоне. В Монголо-Охотской системе на севере - это разлом того же названия и Северо-Тукурингский и на юге - Южно-Тукурингский, Пришилкинский и другие. Широко известна линейно вытянутая на 300 км узкая зона среднепалеозойских пиканских интрузий среднего и основного состава (габбро, габбро-диориты, диориты), строго трассирующие значительную часть Южно-Тукурингского разлома. Еще мало исследована проблема наличия значительного правостороннего сдвига вдоль этого разлома. Следует напомнить, что в юго-восточной Аляске вдоль крупного сдвига прослежен на расстоянии 800 км при ширине 5-20 км "Большой тоналитовый силл" [5].

Если действительно между этими длительно существовавшими разломами происходили активные геологические события со сменой эндогенных и экзогенных режимов, то возникают значительные трудности для доказательства существования широтного Монголо-Охотского или Циньлинского океана.

Какие же геологические события и в какой последовательности происходили в этих, весьма выразительных, межгеоблоковых системах? В обеих интенсивное развитие вулканогенно-кремнисто-терригенных (эвгеосинклинальных) трогов, местами со сложным рельефом (см. ниже), пришлось на ранний и средний палеозой. По поводу значения "Среднесилурийской-Раннедевонской Магматической Дуги" в Циньлине была развита дискуссия [17, 18]. По [17] изохронный возраст габбро-норитов, интродуцировавших в метабазаляты, составляет $402 \pm 17,4$ млн лет. Споры касались соотношения этой "магматической дуги" с краем Северо-Китайского геоблока (кратона).

В Монголо-Охотской системе в разных ее зонах [11] шовные прогибы с офиолитами известны в позднем протерозое-раннем кембрии. К позднему рифею сейчас относятся в Пришилкинской зоне пласты и линзы метаэффузивов базальт-андезитового ряда, а также тела серпентинитов (крупнейшие - длиной до 10 км), приуроченные к узкой приразломной полосе. Достоверный нижний кембрий с археоциатами представлен разноцветными яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами с пластами и линзами известняков, доломитов и микрокварцитов, выделяемые вблизи Охотского моря. Образование ордовика с беззамковыми брахиоподами обнаружены в олистостромах в междуречье Гербикана и Галама. В этом же районе обнаружены силурийские, существенно вулканогенно-терригенные образования.

Особо подчеркивается [18], что именно в девоне Циньлинская система оказалась наименее связанной с краями геоблоков Янцзы и Северо-Китайского и приобрела автономное развитие. Во всех зонах Монголо-Охотской системы девонские толщи большой мощности (до 15-17 км) также получили преобладающее развитие. Максимум девонской трансгрессии приходится на средний девон (эйфель-живет). Характерный разрез ($D_{1,2}$) можно наблюдать на мысе Радужном (о. Бол. Шантар), где выходят песчаники с градационной слоистостью, содержащие прослой алевролитов и вулканитов (спилиты, вариолиты). В разных зонах последние по петрохимическим особенностям могут принадлежать к океанским толеитам и щелочным оливиновым базальтам или к низкощелочной натриевой толеит-лейкобазальтовой серии.

В обеих системах описаны горизонты олистостром. Особо мощные гетерокластические образования известны на островах Феклистова и Бол. Шантар [8], где сильнейшие постседиментационные тангенциальные тектонические напряжения создали своеобразные образования олистомеланжа и олистобудинажа. Преобладающими процессами в кембрии, силуре и девоне явились подводно-оползневые и подводно-обвальные, сопряженные с мощными камнепадами, обрушенными вдоль древних клифов. В девоне последние возможно были сложены кембрийскими и более древними толщами.

Позднепалеозойская и раннемезозойская эволюция межгеоблоковых систем имела некоторое отличие. В Циньлине в карбоне и перми началась регрессия моря, которая на западном фланге была связана с Палеотетисом. Остаточный морской бассейн сохранился в раннем-среднем триасе. Дальнейшие коллизионные процессы сопровождалась внедрением небольших тел гранитоидов (242-244 и 220-206 млн лет), заметно тяготеющих к северной окраине системы.

Во всех зонах Монголо-Охотской системы позднепалеозойский и раннемезозойский седиментогенез был более значителен. Так, в Янкано-Джагдинской зоне известны каменноугольные отложения (граувакковые песчаники с пластами подводных вулканитов) с обильной фауной визейско-московского веков. В этой же зоне присутствует нижнепермская терригенно-карбонатная толща, а также верхнетриасовая песчано-глинистая с конгломератами. На них с размывом залегают нижняя юра с широким развитием алевролитов, конгломератов и туфопесчаников. Такие же соотношения позднего триаса и ранней юры наблюдались в обнажениях западного побережья Тугурского залива.

Эти данные все более отчетливо говорят о значении индосинийских движений на Дальнем Востоке. Следует напомнить, что на юге Хэнтэй-Даурской зоны на расстоянии свыше 100 км протягивается Хапчегрангинский раннетриасовый терригенный прогиб (4-5 км) с остатками теплолюбивой фауны аммонитов, а также с отпечатками неокалитов. Здесь на границе

среднего и позднего триаса имели место неустойчивые морской и озерной режимы. Уместно подчеркнуть, что индосинийскими движениями [18] завершается складчато-надвиговое развитие Циньлина.

В позднем мезозое, существенно в средней-поздней юре и раннем мелу по северной и южной окраинам Монголо-Охотской системы [11], согласно исследованиям А.С.Вольского, прослеживаются серии вулканогенно-седиментогенных (иногда с интрузиями) впадин. Из них наиболее крупные рифтогенные угленосные отмечаются вдоль Онон-Туринского разлома по границе Аргунского блока и Агинской зоны. Протяженная (свыше 1500 км) цепь периферических прогибов сформировалась на границах Монголо-Охотской системы и Амурского (на юге) и Алдано-Станового (на севере) геоблоков [3]. В некоторых из них преобладают верхнеюрские пресноводно-континентальные отложения, в других, наряду с ними. Известны и нижнемеловые, включающие угленосные толщи. В Шилка-Ингодинском, Удском и Торомском прогибах на ранней стадии их формирования известны морские верхнетриасовые и юрские отложения. В отличие от подобного же типа поздне триасовых-раннемеловых окраинных прогибов Циньлинской системы, выполненных красноцветными толщами, в Монголо-Охотской развиты исключительно сероцветные.

Как раздвиговые, так и содвиговые (коллизионные) этапы обеих систем неоднократно повторялись, создавая аккордеонную повторяемость сжатия и растяжения. Согласно Гуовой Чангу и др. [18], доказательства важного перехода от континентального рифтинга в среднем протерозое к плейт-тектоническому режиму в позднем протерозое состоят в следующем: 1) в синии плита Янцзы влияла только на зону к югу от разлома Шандан и не распространялась к северу; 2) различные офиолиты и вулканы (983; 402-357 млн лет) сохранились внутри или вблизи разлома Шандан; 3) имели место субдукционные и коллизионные граниты (440-382; 323-210 млн лет); 4) северный край плиты Янцзы несет черты пассивной континентальной окраины, когда как южный край Северо-Китайской плиты характеризует активную окраину.

Из этого сжатого перечисления главных событий следует вероятность повторения эвгеосинклинального режима в рифее и раннем и позднем палеозое и соответственно повторения раннеорогенного (коллизионного) режима. В [11], подводя итоги рассмотрения Монголо-Охотской системы, указывается: «... продолжительная (примерно от 1200 до 150 млн лет) раздвигово-содвиговая эволюция системы, возможно аккреционного типа, сочетавшая образование в ранние этапы глубоких трогов с крутыми бортами, с последующим мощным сжатием с пакетированием, а также со сдвиговыми деформациями, создавала современный сложнейший геолого-структурный комплекс» [стр.68].

Однако, по мнению большинства геологов, как было указано выше, наиболее важный заключительный аккорд его формирования приходится в Циньлине на индосинийский послесреднетриасовый тектогенез, а в Монголо-Охотской системе он несколько сдвинут и относится к концу ранне-юрского - началу средне-юрского времени, то есть к ранним яньшанидам.

Теперь обратимся к торцовым окончаниям систем. Они весьма любопытны и индивидуализированы. На востоке Циньлина находится уже упоминавшийся выше массив Даби с раннепротерозойским ядром. Сдвиг Танлу по схемам [16,19] передвинул к северу в сторону Желтого моря возможное продолжение зоны Даби (19, рис.1), что подтверждается линейными аномалиями магнитного поля (там же, рис.2). Как показано на рис.1, вероятным своеобразным продолжением Циньлинской системы, по мнению автора, может служить тектонический раструб низовьев р.Янцзы, ограниченный с юга разломом Циньян-Гуанде [9, рис.3].

Восточный фланг Монголо-Охотской системы представляет собой входящий со стороны Охотского моря угол, описанный в работе, посвященной ангулярным структурам [9]. В целом расщепление межгеоблоковых складчатых систем в областях их выклинивания представляет определенную закономерность. На западном фланге Монголо-Охотской и Циньлинской систем также устанавливается их расщепление и усложнение. Хорошо известна в первой из них Агинская зона, своеобразная синформная структура с терригенными и молассоидными верхнепалеозойскими и триасовыми ($P_2-T_1^1$; T_1^2) отложениями в центральной части, среднепалеозойскими и верхнепалеозойскими – по периферии. S-образный изгиб на востоке и входящий в этом же направлении угол также свидетельствуют об ангулярности этого фланга Монголо-Охотской системы. Рассматривая геологическую карту Китая масштаба 1:5000 000, можно наметить и западное разветвление Цилина, что нами показано на рис.1. В восточных тектонических раструбах этих межгеоблоковых систем известна своеобразная рудная минерализация. Так. В Торомско-Шантарском - описаны кембрийские и девонские железорудные и марганцевые месторождения и фосфориты, в низовьях р.Янцзы - железорудные, медные и др.

Общая складчато-надвиговая структура обеих межгеоблоковых систем имеет большое сходство. Подчеркивается наличие интенсивно-сжатых, сложнодисцированных чешуйчато-надвиговых толщ зонально-метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и филлитовой фациях. Акцентируется внимание на корово-расслоенную модель, связанную с разломообразованием (“сутурированием”) региона [18].

В заключительной части статьи я хотел бы привлечь внимание к системе взглядов, обосновывающих

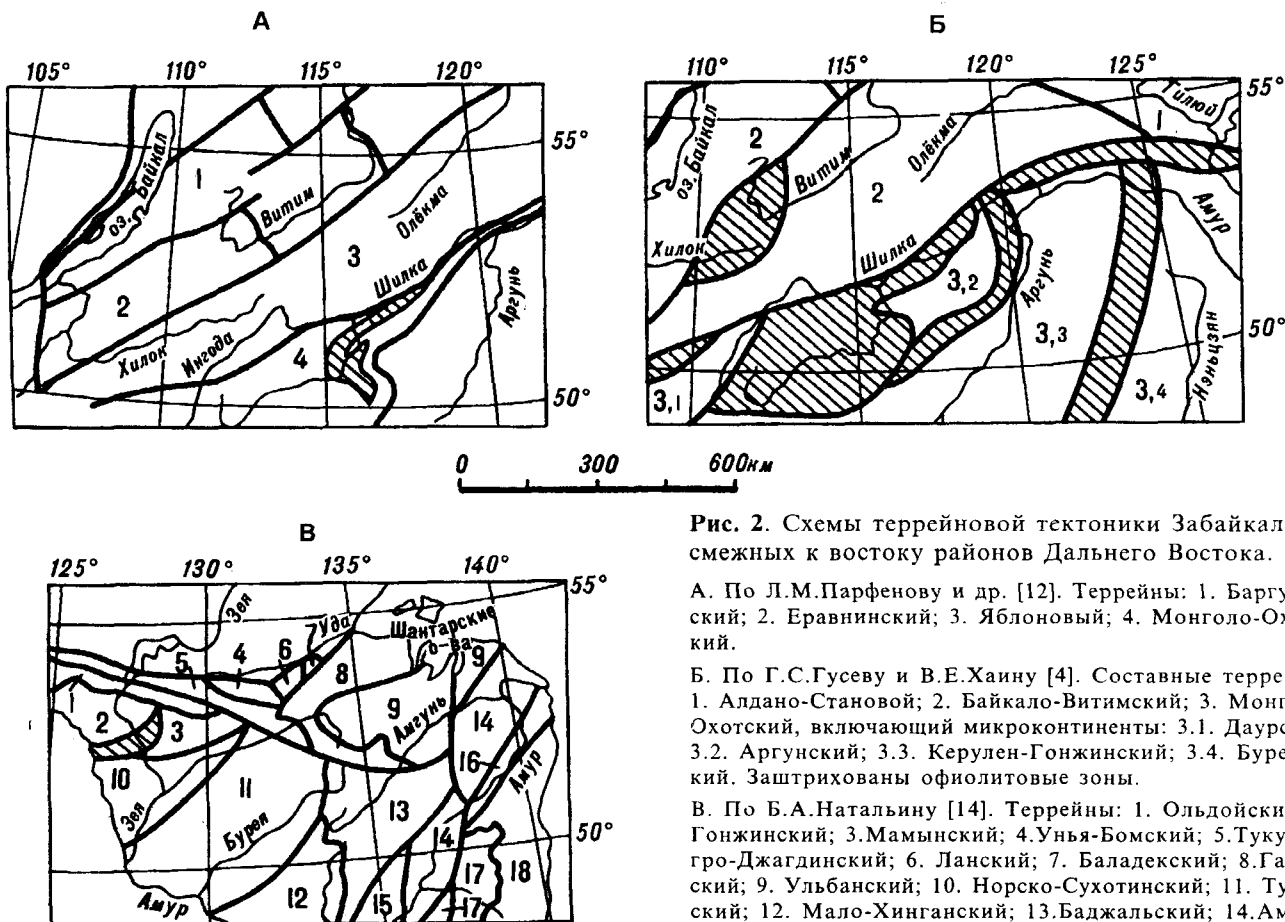


Рис. 2. Схемы террейновой тектоники Забайкалья и смежных к востоку районов Дальнего Востока.

А. По Л.М.Парфенову и др. [12]. Террейны: 1. Баргузинский; 2. Еравнинский; 3. Яблоновый; 4. Монголо-Охотский.

Б. По Г.С.Гусеву и В.Е.Хаину [4]. Составные террейны: 1. Алдано-Становой; 2. Байкало-Витимский; 3. Монголо-Охотский, включающий микроконтиненты: 3.1. Даурский; 3.2. Аргунский; 3.3. Керулен-Гонжинский; 3.4. Бурейнский. Заштрихованы офиолитовые зоны.

В. По Б.А.Наталину [14]. Террейны: 1. Ольдойский; 2. Гонжинский; 3.Мамынский; 4.Унья-Бомский; 5.Тукурингро-Джагдинский; 6. Ланский; 7. Баладекский; 8.Галамский; 9. Ульбанский; 10. Норско-Сухотинский; 11. Туранский; 12. Мало-Хинганский; 13.Баджалский; 14.Амурский; 15. Хабаровский; 16. Киселевско-Маноминский; 17. Самаркинский; 18. Восточно-Сихотэ-Алинский.

террейновый коллаж Монголо-Охотского и сопредельных регионов, и выяснить, насколько они соответствуют историко-геологическим данным. Террейновая, также как и геоблоковая делимость исходит из представления об автономном строении и развитии обычно полигональных коровых (или литосферных) неоднородностей. При этом концентрируется внимание на самостоятельность их геолого-структурных особенностей, а также на отличия от соседних террейнов или геоблоков. Уделяется также внимание и их границам (разломным или более сложным). Геологическое развитие этих блок-структур может быть достаточно длительным. Этим обуславливается определенная историческая фиксированность.

С другой стороны, в учении о геоблоках признавалось их взаимное перемещение и даже вращательные движения (например, Фиджийского геоблока). Однако этой стороне удалось недостаточное внимание, в то время как в террейновой тектонике скольжения соответствующих геологических тел и их удаление от "первичного обитания" является доминантным.

По отношению к Монголо-Охотской системе в статьях Г.С.Гусева и В.Е.Хаина [4], Л.М.Парфенова и др.[12] и Б.А.Наталина [14] развивается террейно-

вая модель. На рис.2 дано схематическое их изображение, показывающее неоднозначность в моделировании террейновой тектоники в Забайкалье и на юге Дальнего Востока.

В крайних мобилистских, так и в умеренных мобилистско-фиксистских концепциях существенное внимание уделяется эволюции морских палеобассейнов. Применительно к Монголо-Охотской системе внутриконтинентального типа принципиальное значение при этом имели Палеоазиатский, Палеобореальный, Палеотихоокеанский и, частично, Палеотетис. Проследим, что дают в этом отношении исследования биостратиграфов. Автор для этого анализа использовал материалы IV-го Дальневосточного стратиграфического совещания и ряд статей, опубликованных в журнале "Тихоокеанская геология" [7,13,14]. Что же происходило между Алдано-Становым геоблоком, принадлежащим к юго-восточной части Сибирской платформы, и Амурским геоблоком с его композитными массивами - Аргуно-Мамыньским и Бурейским-Цзямусы и некоторыми другими? Известно, что в раннем кембрии в Монголо-Охотской системе преобладали археоциаты Сибирской палеобиогеографической провинции, а южнее, в деформированном чехле Туранского и Ханкайского блоков - Тувинской и Мон-

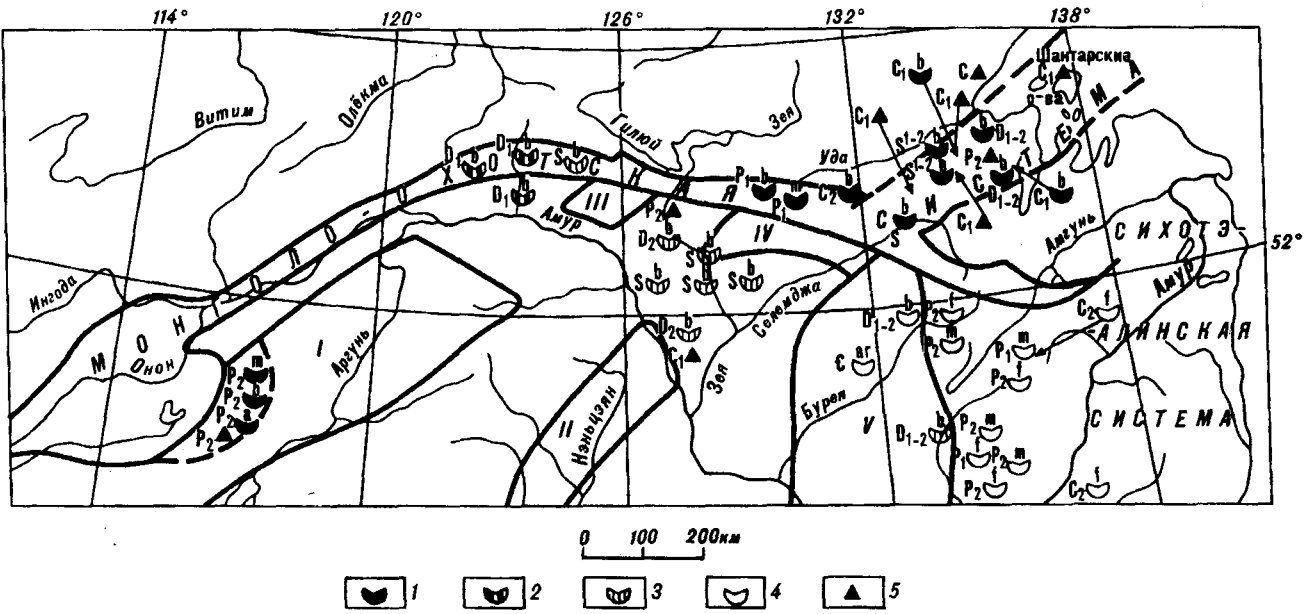


Рис. 3. Сводные данные по биогеографической зональности в среднем и позднем палеозое Монголо-Охотской межгеоблоковой системы и сопредельных территорий [7, 13, 14].

Тип фауны: 1 - Бореальный; 2 - Монголо-Охотский; 3 - Монголо-Тувинский; 4 - тетический. Фауна: m - мшанки; b - брахиоподы; f - фузулиниды; а - аммониты. Тип флоры: 5 - ангарский. Массивы: I - Аргунский; II - Унуэр; III - Гонжинский; IV - Мамынский; V - Хэган-Бурейнский.

гольской провинции. В ордовике, силуре, девоне и карбоне в рассматриваемой системе прослеживаются связи с Бореальной, а также Таймыро-Колымской провинциями (рис.3). Выделяется в среднем палеозое и самостоятельная Монголо-Охотская провинция [14]. Некоторое усложнение палеорельефа в позднем палеозое привело к возникновению островной суши с ангарской флорой.

Подробное изучение позднепермских мшанок позволило Л.И.Попеко [13] прийти к выводу, что в западной части Монголо-Охотской системы «... как нижнепермские, так и каменноугольные отложения Агинского террейна характеризуется фауной бореального* типа. Вся известная в этом и смежных террейнах пермская флора имеет ангарский облик» (стр.19). Восточнее, в той же системе в Унья-Бомском-Ланском и Галамском террейнах известны брахиопо-

ды бореального типа и скудные растительные остатки ангарского облика. Очень важен общий вывод: «Бореальные комплексы тяготеют к южной окраине Сибирского кратона, будучи приурочены к образованиям Монголо-Охотской системы» (стр.26). В позднем триасе и в юре имело место господство бореальных форм. Как указывалось выше, только в короткий раннетриасовый период на юге Забайкалья имело место проникновение теплолюбивой фауны.

Все сказанное выше дает основание предполагать, что Монголо-Охотское море (не океан!) в течение очень длительного времени формировалось полициклично, но в целом унаследовано в единой биогеографической провинции в зоне крупного раздвига с утоненной корой и обнаженной временами на дне моря симатической подложкой.

*Здесь и ниже подчеркнуто автором статьи.



Рис. 4. Разрез земной коры через центральную часть Циньлинской межгеоблоковой системы [по 19 с изменениями]. Разломы 1. Шандан; 2. Мианлю.

В учении о блоковой (геоблоковой) делимости литосферы (Л.И.Красный, 1967 г.; 1991 г.; 1994 г. и др.) представление о граничных межгеоблоковых структурах является определяющим. Монголо-Охотская и Циньлинская могут служить их тектонотипом. Они развивались в весьма протяженных сложных призматических или трапезиевидных (в разрезе), вероятно служащих в корово-мантийные глубины структурах между автономными гетерогенными геологическими телами - геоблоками в условиях несбалансированного термодинамического и энергетического режима (рис.4). Взаимодействие - раздвиг и сдвиг смежных разноплотностных геоблоков, соответственно Алдано-Станового и Амурского, а также Северо-Китайского и Янцзы, приводили к массовому перемещению осадочно-вулканогенного и магматического материала. Раздвиг способствовал приближению к поверхности перегретого глубинного вещества. Изменение термического и барического режимов, активный перенос интрателлурическими потоками флюидов обусловили седиментогенную и тектоно-магматическую обстановку в этих межгеоблоковых системах. Плотностные изменения в коре, астеносфере и подастеносферной мантии, как это было ранее обосновано С.И.Субботиной, подтверждено Е.В.Артюшковым [2] и другими, обусловили сильнейшее сжатие коры в рассматриваемых межгеоблоковых складчато-надвиговых системах между сближающимися геоблоками. В них наблюдалась неоднократная смена условий формирования полезных ископаемых разного происхождения. В Циньлине - флюорит, золото, ртуть, молибден и др. В Монголо-Охотской системе - фосфориты, железо, марганец, золото, ртуть.

Исследование выполнено по гранту РФФИ 97-05-65457. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.:Недра, 1975. 223 с.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500 000. М.:Картфабрика ВСЕГЕИ. 1996.
4. Гусев Г.С., Хаин В.Е., О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири)// Геотектоника. 1995. № 5. С.68-82.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика//Тр. РАН СО Объед. Ин-т геол., геофиз. и минералогии. 1994. № 830. С.1-293.
6. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
7. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой системы// Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С.68-74.
8. Красный Л.И. Гетерокластические ("хаотические") образования девона Шантарских островов// Докл. АН. 1992. Т.325, № 3. С.346-348.
9. Красный Л.И. Ангулярная тектоника и ее минерагеническое значение// Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С.16-23.
10. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: АН СССР, 1963.
11. Объяснительная записка к "Геологической карте Приамурья и сопредельных территорий". Масштаб 1:2500 000. СПб. - Благовещенск - Харбин, 1996. С.135.
12. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья. Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 14. С.3-15.
13. Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России// Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С.16-29.
14. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шнишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.19-30.
15. Lerch M.F., Xue F., Kroner A., Todt W. A Middle Silurian-Early Devonian Magmatic Arc in the Qinling Mountains of Central China: A Reply// The Journal of Geology. 1996. V. 104. P. 504-505.
16. Shoufa Lin. Comment. Geology, June 1995. P. 574.
17. Shuguang Li, Weidong Sun. A Middle Silurian-Early Devonian Magmatic Arc in the Qinling Mountains of Central China: A Discussion// The Journal of Geology. 1996. V.104. P. 501-503.
18. Zhang Guowei, Liwen Xiang, Qingen Meng. The Qinling orogen and intracontinental orogen mechanisms// Episodes. 1995, N1-2. P. 36-39.
19. Zheng Xiang Li. Collision between the North and South China blocks: A crustal-detachment model for suturing in the region east of the Tanlu fault// Geology. 1994, V.22. P. 739-742.
20. Zheng-Xiang Li. Reply// Geology. June 1995. P. 575-576.

Поступила в редакцию 3 мая 1997г.

L.I. Krasny

Tectonotype of interblock (collision-accretion) structure: Mongol-Okhotsk and Qinling systems

Under study are the main features of tectonics and evolution of the Mongol-Okhotsk and Qinling fold-thrust systems clamped between the Aldan-Stanovoi and Amur, and the North China and South China (Yantze) geoblocks, respectively. Repeated alternation of tension and strike-slip processes is established. The stability of the Boreal biogeographic province in the Middle and Late Paleozoic is emphasized, and the terrane model for the Mongol-Okhotsk system is doubted.

ТЕКТОНИКА ЯПОНСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

В.Н.Карнаух, Б.Я.Карп

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Представлены результаты сейсмических работ методом непрерывного сейсмического профилирования, выполненного в Японской котловине (Японское море) экспедициями Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН. В толще осадков выделены две поверхности несогласий нижнеплиоценового и плейстоценового возрастов и тектонические деформации чехла плейстоценового возраста. Подводные возвышенности отделены от котловины зонами разломов. Установлена линейная зависимость между мощностью земной коры и глубиной погружения акустического фундамента. Выделены области распространения континентальной, растянутой континентальной и океанической коры. Идентифицированы элементы континентального рифта, завершивших свое эволюцию на различных стадиях. Японская котловина является результатом развития континентального рифта на окраине Азиатского континента.

ВВЕДЕНИЕ

Японское море является одним из задуговых бассейнов, расположенных в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана. По морфологии дна море разделяется на три главных котловины: Японскую (Центральная), Ямато (Хонсю) и Цусимскую. Котловины разделены возвышенностями, наибольшие из которых Ямато в центральной части моря и Восточно-Корейская в его юго-западной части.

К середине 1980-х годов было высказано значительное количество идей о происхождении впадины Японского моря. Основными из них являются: гипотеза океанизации В.В. Белоусова [2], предположение о реликтовой океанической природе Японского моря [5] и различные механизмы задугового спрединга [6, 12, 24]. Проведенные в конце 1980-х и начале 1990-х годов в котловине Ямато и северо-восточной части Японской котловины геолого-геофизические исследования существенно дополнили и уточнили строение земной коры моря. Так, по результатам сейсмических исследований было установлено, что северо-восточная часть Японской котловины подстилается корой океанического типа, образованной в результате спрединга [8]. Морские магнитные исследования показали присутствие здесь линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания и возрастом от 28 до 18 млн лет [25]. Бурение глубоководных скважин дало информацию о возрасте и составе пород осадочного чехла и фундамента [10, 27]. В результате обобщения полученных данных было предложено рассматривать Японское море в качестве структуры типа "pull-apart basin" [13, 14, 19]. Согласно этим взглядам, образование моря связано с существованием правосторонней сдвиговой зоны на восточной окра-

ине Азии, а открытие моря есть результат взаимодействия процессов утонения коры и океанического спрединга. Утонение коры началось 32 млн лет назад. Срединг начался 28 млн лет назад в северо-восточной части моря. Взаимодействие этих двух процессов создало условия для быстрого, 10-30 см/год, распространения рифта в юго-западном направлении в область тонкой коры. Завершилось открытие моря 10 млн лет назад.

Западная часть Японского моря по сравнению с его восточной частью мало изучена геофизическими и, в частности, сейсмическими методами. Здесь имеется несколько профилей глубинного сейсмического зондирования, выполненного в 60-х годах, проведены исследования скоростной структуры земной коры и осадочного слоя с помощью сейсмоакустических радиобуев [17], существуют несколько пересечений акваторий профилями непрерывного сейсмопрофилирования [6, 16, 26].

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН в последние годы провел в западной части Японского моря ряд научных рейсов, во время которых выполнялась геофизическая съемка. Съемка включала исследования методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), гравимагнитные измерения и эхолотный промер. Настоящая работа основывается на данных НСП, полученных в 7-м (1990 г.) и 14-м (1994) рейсах нис "Профессор Гагаринский" и 34-м рейсе (1990) нис "Профессор Богоров", а также данных эхолотного промера, проведенного в указанных экспедициях. Исследование методом НСП выполнено вдоль профилей общей длиной 13100 км, показанных на рис.1. При работах применялся пневматический излучатель "Импульс-1" с объемом рабочей камеры 3 дм³, регистрация сейсмических сигналов велась в аналоговой форме на мо-

дернизированный фототелеграфный аппарат "ФАК-П" в частотном диапазоне 35-120 Гц. Скорость судна при работах составила 8-10 миль в час. Для определения местоположения судна в 14-ом рейсе использовалась система спутниковой навигации "Навстар" (Global Positioning System-GPS), в остальных рейсах - система спутниковой навигации "Транзит".

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рельеф дна

Представленная на рис.2 батиметрическая карта охватывает область большую, чем район, изученный методом НСП. Карта, как и все последующие, построена на компьютере с помощью пакета программ "SURFER". Исходные данные, использо-

ванные при построении карты, дополнительно к профилям рис. 1, включают результаты эхолотного промера, выполненного во время 4, 6 и 11 рейсов ТОИ ДВО РАН на нис "Профессор Гагаринский". Мы останавливаемся на описании рельефа дна по следующим причинам. Во-первых, выполненная нами детальная съемка позволяет уточнить имеющиеся данные о характеристиках рельефа. Во-вторых, до настоящего времени отсутствует общепринятая номенклатура названий отдельных морфоструктур дна Японского моря. Мы в своем описании будем использовать номенклатуру, предложенную И. И. Берсеневым для положительных структур дна и зарубежными исследователями для глубоководных котловин Японского моря [28]. При дальнейшем изложении мы коснемся только области, изученной НСП.

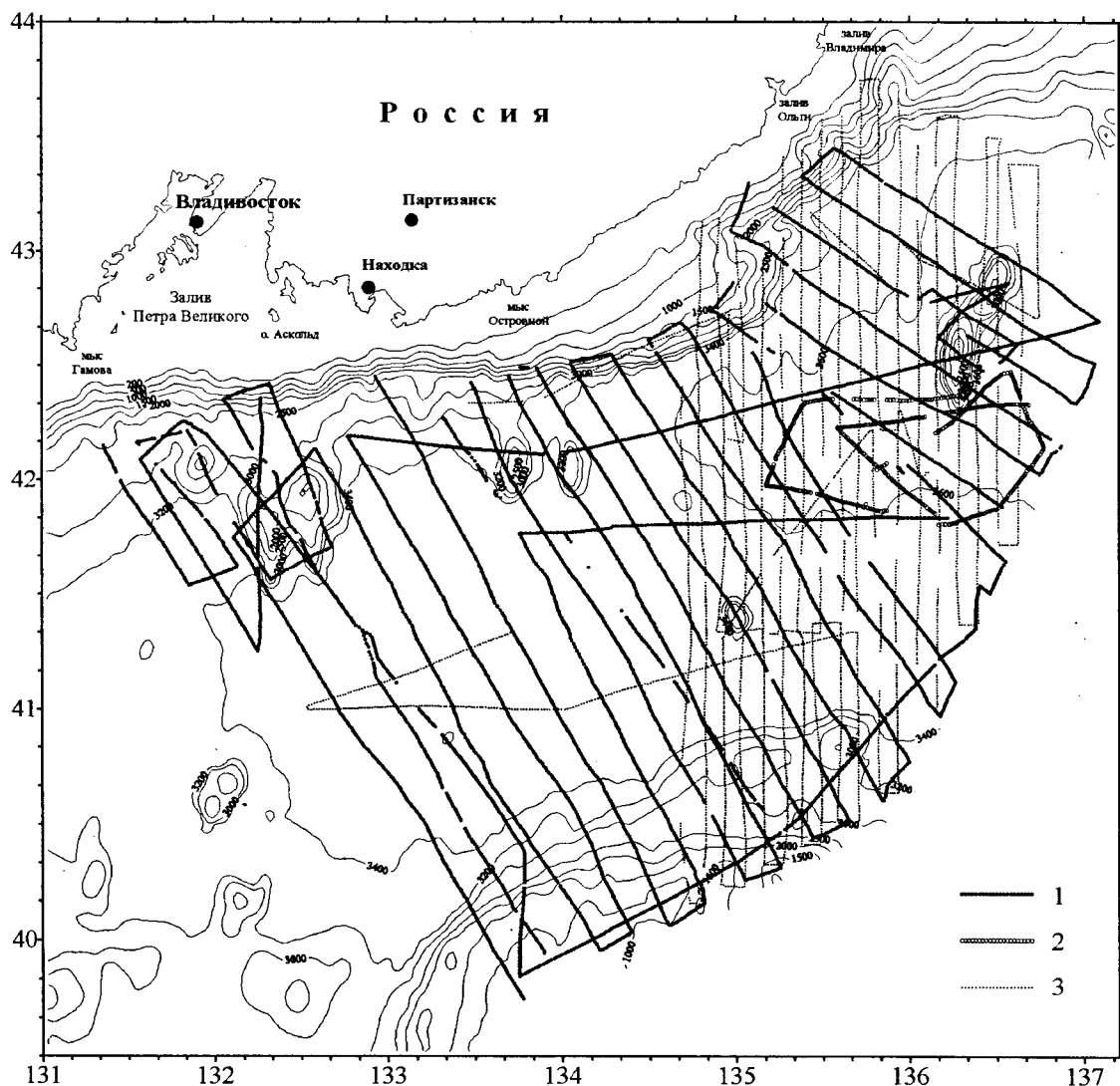


Рис.1. Схема расположения профилей НСП.

Условные обозначения: 1 - профили 7 рейса нис "Профессор Гагаринский"; 2 - 34 рейса нис "Профессор Богоров"; 3 - 14 рейса нис "Профессор Гагаринский".

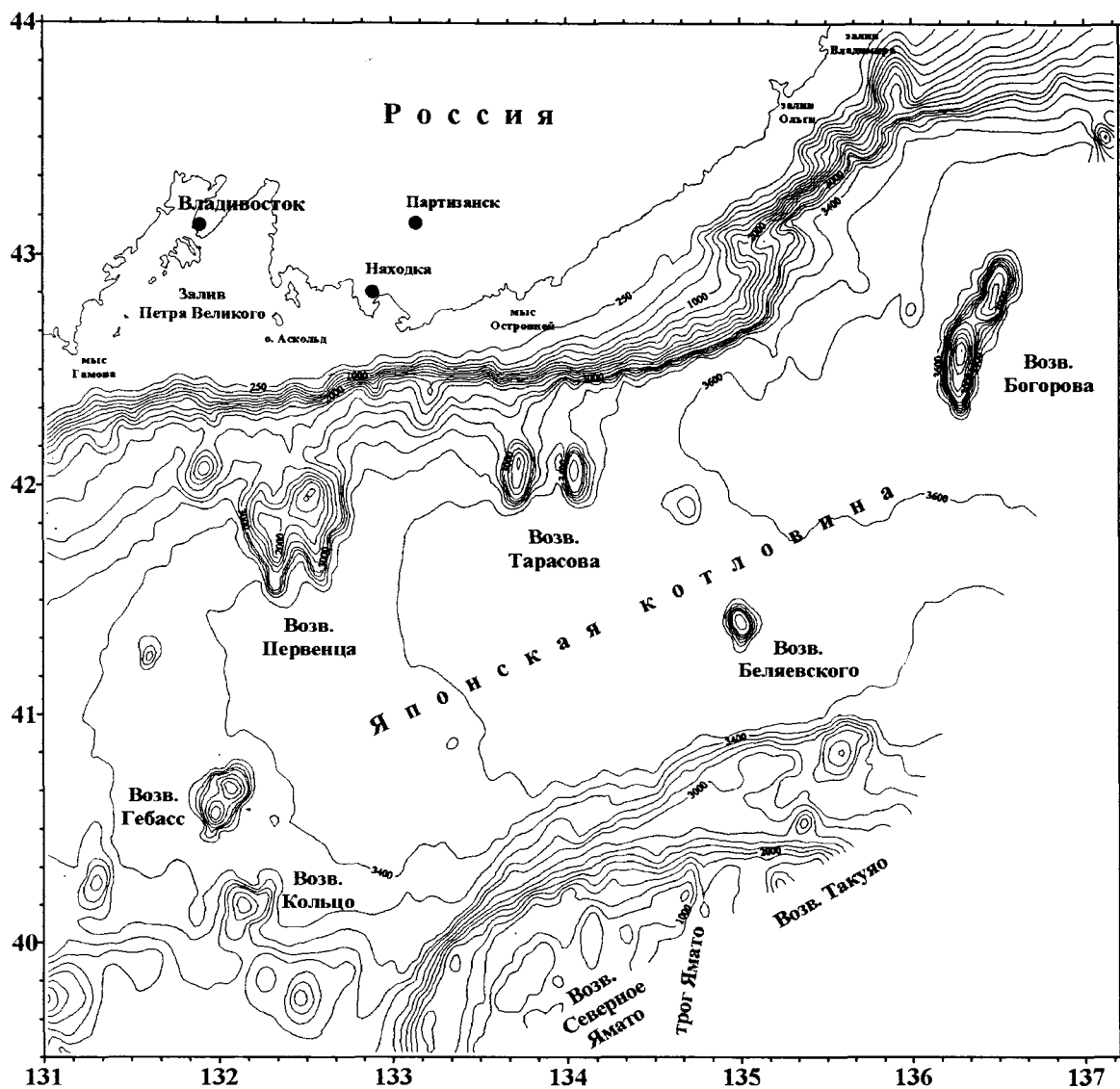


Рис.2. Батиметрическая карта северо-западной части Японского моря.

В интервале 250-3000 м изобаты проведены через 250 м, в интервале 3000-3600 м - через 100 м.

Основными морфоструктурами, выделяемыми на площади исследованного района, являются: Японская глубоководная котловина, материковый склон Приморья, возвышенности Ямато, Первенца (гора Петра Великого по номенклатуре, приведенной в [1]), Богорова, Тарасова и Беляевского. Дно Японской котловины, простирающейся в северо-восточном направлении, представляет собой слабо-наклоненную на северо-восток равнину. Глубина моря увеличивается с юго-запада на северо-восток от 3400 до более 3600 м, в этом же направлении ложе котловины расширяется от 220 до 300 км. Уступ материкового склона Приморья располагается в диапазоне глубин моря от 250 до 2500-3200 м, глубина подошвы склона увеличивается в северо-восточном направлении. В этом же направлении увели-

чивается ширина склона от 16 км южнее острова Аскольд до 25-27 км восточнее залива Ольги. Материковый склон расчленен многочисленными долинами, самые крупные из них находятся на участке склона севернее 43° с. ш. Простираение склона от субширотного на участке от залива Петра Великого до $135^{\circ} 10'$ в.д. изменяется на субмеридиональное на участке до $135^{\circ} 20'$ в.д., затем на северо-восточное до $136^{\circ} 00'$ в.д. и снова на субширотное восточнее $136^{\circ} 00'$ в.д.

В пределах приведенной карты находится северо-западный участок возвышенности Ямато. Вершинная поверхность возвышенности располагается здесь на глубинах моря 700-750 м. В сторону котловины вершинная поверхность переходит в уступ склона, имеющий ширину около 10 км. Глубина

моря от верхней кромки склона до его подошвы изменяется от 1500 до 2800 м. Вдоль большей части возвышенности Ямато выделяется ее обширное основание, ширина которого увеличивается в северо-восточном направлении до 55 км.

Возвышенности Первенца, Тарасова и Богорова имеют одну общую особенность: они все состоят из двух хребтов, имеющих меридиональное простирание. Возвышенность Богорова, находящаяся в самой глубоководной части Японского моря, очерчивается изобатой 3500 м. Ее длина по этой изобате 80 км, ширина 20 км. Глубина моря над вершинами хребтов - 1500-2100 м. Возвышенность Тарасова может быть условно очерчена изобатой 3200 м, длина и ширина ее по этой изобате составляет около 30 км. Вершинные поверхности хребтов, составляющих возвышенность, располагаются на разных глубинах: на восточном хребте на глубине 1900 м, на западном на глубине 2500 м. Возвышенность Первенца очерчивается изобатой 3100 м, имеет длину и ширину около 50 км. Вершины хребтов возвышенности имеют глубины 1200 м (восточный) и 1600 м (западный). Возвышенность Беляевского, в отличие от описанных выше морфоструктур, имеет изометрическую форму с диаметром основания около 20 км, глубина моря над ее вершиной около 2300 м.

Рельеф акустического фундамента

Рельеф акустического фундамента (АФ) изученной площади характеризуется относительной сложностью (рис.3). Чтобы убедиться в этом достаточно сравнить рисунки 2 и 3. В рельефе АФ в виде положительных структур выделяются материковый склон Приморья и перечисленные выше подводные возвышенности. Возвышенности Первенца, Тарасова и Богорова характеризуются наличием широких пьедесталов. Возвышенность Первенца очерчивается изолинией 5.75 с. и включает расположенную северо-западнее батиметрически выраженную подводную гору. Здесь и в дальнейшем глубина акустического фундамента, мощности осадочного слоя и его отдельных толщ будут выражены в единицах двойного времени распространения отраженной сейсмической волны. Пьедестал возвышенности Тарасова также очерчивается изолинией 5.75 с, длина возвышенности по этой изолинии составляет 120 км, ширина около 40 км, что значительно превышает размеры возвышенности на батиметрической карте. Возвышенность Богорова условно может быть ограничена изолинией 6.2 с. В рельефе акустического фундамента эта возвышенность имеет сложные очертания и ее западный отрог подходит вплотную к субмеридиональному фрагменту материкового склона. Возвышенность Беляевского также как описанные выше морфоструктуры имеет в рельефе АФ

меридиональное простирание, от возвышенности Тарасова она отделяется узкой (шириной около 25 км) депрессией фундамента. Возвышенность Ямато в рельефе фундамента имеет примерно те же особенности, что и в рельефе морского дна. Здесь выделяются вершинная поверхность, крутой уступ и обширное основание.

В рельефе акустического фундамента не выделяется морфоструктура, аналогичная абиссальной равнине, наблюдаемой в рельефе дна. Значительная область топографической абиссальной равнины занята пьедесталами возвышенностей Тарасова и Богорова, в остальной части выделяется целый ряд депрессий акустического фундамента, разделенных его поднятиями разнообразного размера. Нами выделены и наименованы две основные депрессии. В восточной части полигона вдоль материкового склона располагается Крайняя депрессия (рис. 3, врезка). Она представлена двумя кулисообразно расположенными прогибами, разделенными возвышенностью Богорова. Южный прогиб имеет субширотное простирание, его длина составляет около 100 км. Северный прогиб характеризуется северо-восточным простиранием, он прослеживается на расстоянии 120 км до восточного обреза исследованной площади. Оба прогиба расширяются в восточном направлении. Акустический фундамент располагается на глубине 6.2-6.4 с в южном прогибе и на глубине 6.2-6.6 с в северном. Поверхность акустического фундамента в обоих прогибах плавно погружается в сторону материкового склона (рис.4,а). Центр полигона занят Главной депрессией, которая на изученной площади имеет генеральное северо-восточное простирание (рис.3, врезка). Главная депрессия возвышенностью Беляевского делится на две части: западную и восточную. Вдоль оси Главной депрессии (ГД) располагается невысокое сводовое поднятие (Осевое поднятие), которое состоит из ряда отдельных сегментов, смещенных друг относительно друга вкrest его простирания. В пределах одного из сегментов располагается возвышенность Беляевского. Западная часть ГД ограничена изолинией 6.2 с и обладает явно выраженной асимметрией (рис. 4,б). Осевое поднятие здесь разделяет два прогиба АФ. Северо-западный прогиб имеет максимальную глубину около 6.5 с, его ширина уменьшается на северо-восток от 45 до 7 км. Юго-восточный прогиб также сужается на северо-восток от 30 до 5 км, глубина погружения АФ здесь достигает 6.7 с. В этом же направлении уменьшается глубина ложа обоих прогибов.

Восточная часть ГД очерчивается изолинией 6.4 с. Ее ширина составляет 100-120 км. Осевым поднятием эта часть также разделена на два прогиба примерно равного размера. Максимальные глубины

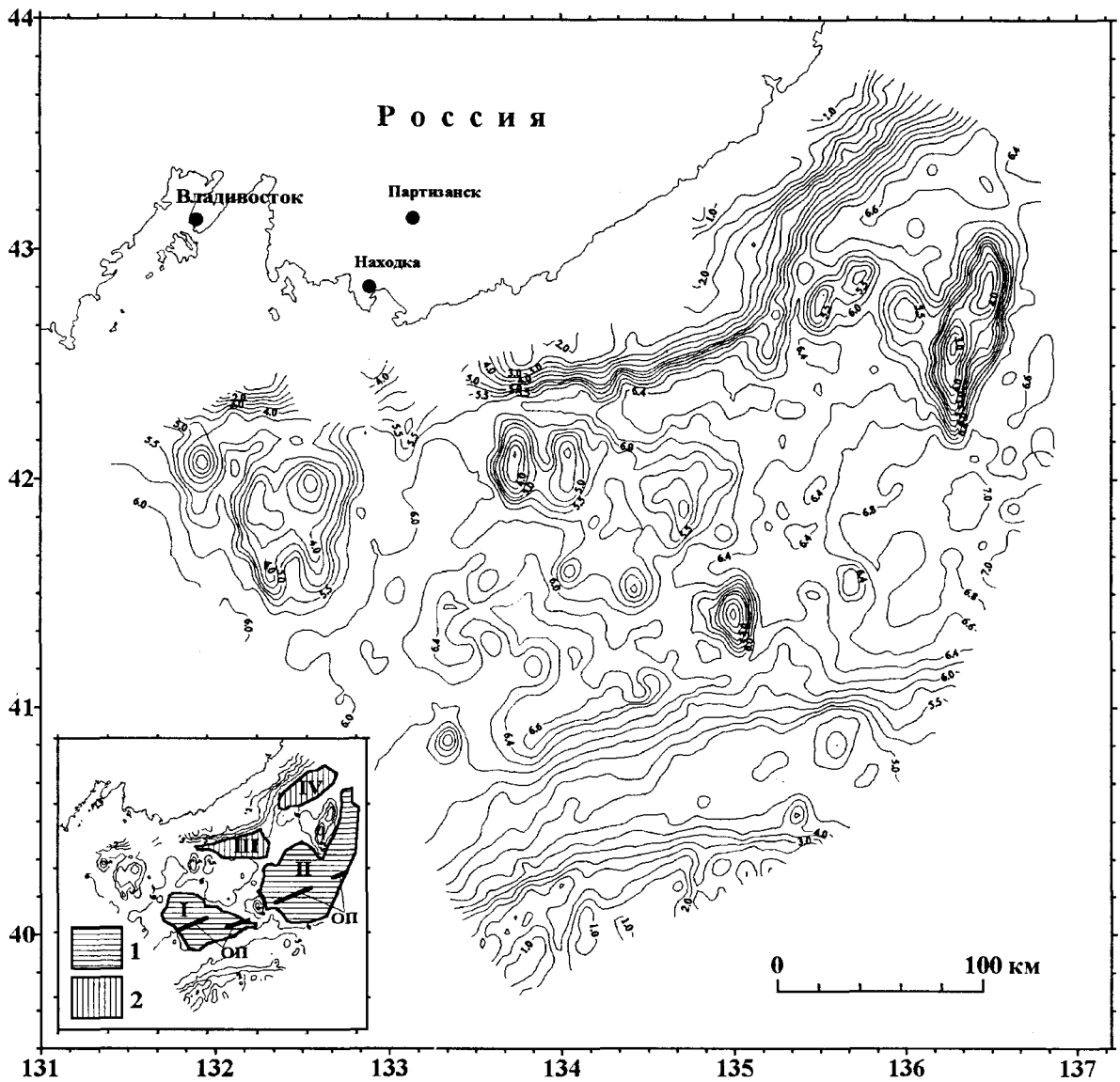


Рис.3. Карта поверхности акустического фундамента (с).

В интервале 0.5-5.0 с изолинии проведены через 0.5 с, в интервале 5.0-6.0 с через 0.25 с, и через 0.2 с в интервале 6.0-7.0 с. Условные обозначения для врезки: 1 - Главная депрессия, цифрами I и II обозначены ее западная и восточная части, соответственно; 2 - Окраинная депрессия, цифрами III и IV обозначены южный и северный прогибы, соответственно. ОП - Осево поднятие.

ны погружения АФ (до 7.1 с) наблюдаются к юго-востоку от поднятия.

Распределение мощности осадочного слоя

Большая часть площади исследований покрыта осадками (рис. 5). Осадков лишены вершинные поверхности подводных возвышенностей и некоторые участки материкового склона. Основные осадочные бассейны расположены в Окраинной и Главной депрессиях акустического фундамента. Северный прогиб Окраинной депрессии заполнен осадками, мощность которых лежит в диапазоне 1.4-2.0 с. Южный прогиб этой депрессии характеризуется

осадочной мощностью до 1.75 с. По нашим данным осадки в эти прогибы поступают с шельфа Приморья по многочисленным долинам, секущим материковый склон. Западная часть Главной депрессии заполнена осадками мощностью до 1.8 с. Максимальная толщина осадочного слоя в Японской котловине зафиксирована в восточной части Главной депрессии, где она достигает 2.3 с. Эта область котловины по нашим данным заполняется с двух сторон: с северо-запада осадками, транспортируемыми по секущим материковый склон Приморья долинам, с юго-востока по хорошо исследованному в котловине Ямато каналу Тойяма [26].

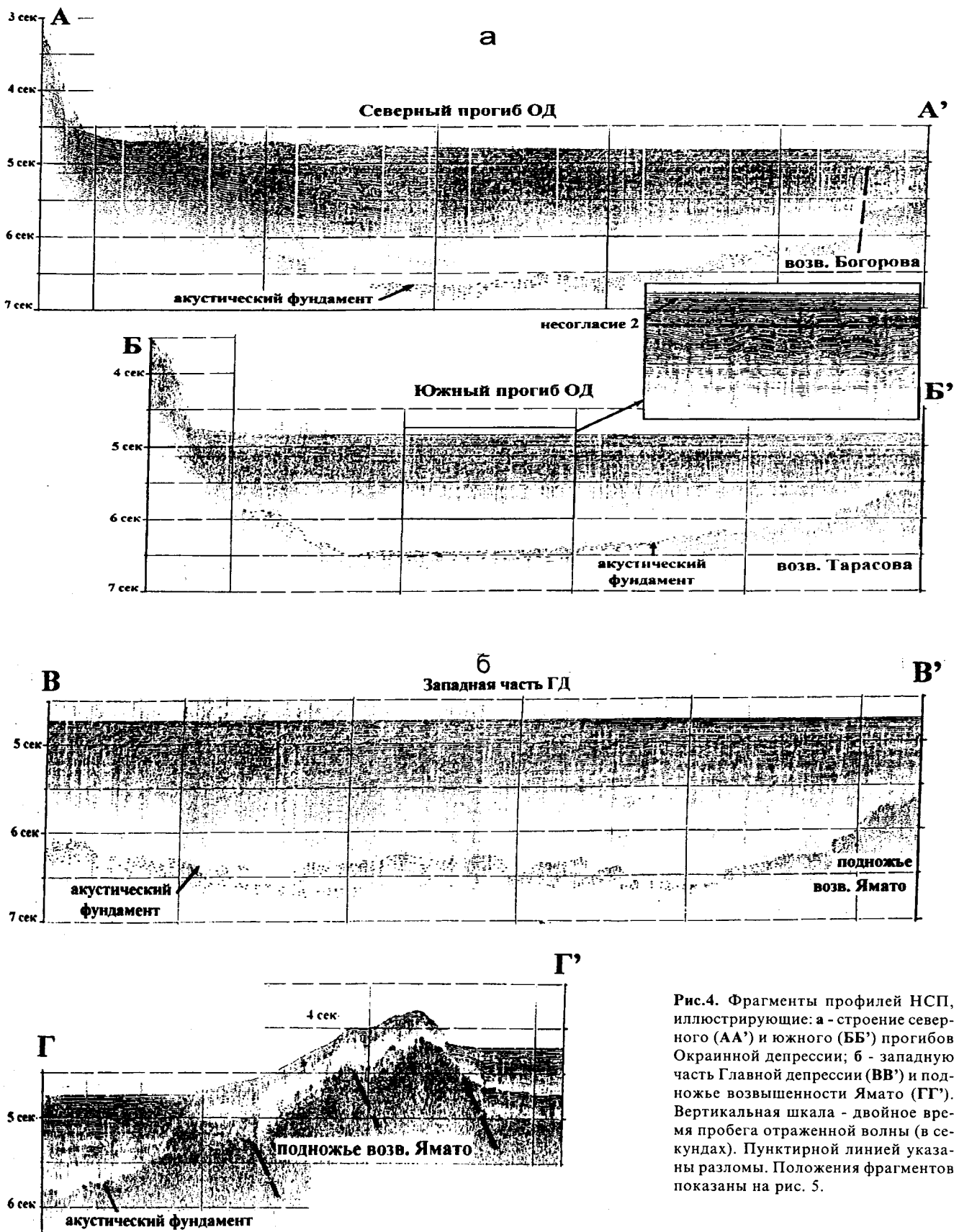


Рис.4. Фрагменты профилей НСП, иллюстрирующие: а - строение северного (АА') и южного (ББ') прогибов Окраинной депрессии; б - западную часть Главной депрессии (ВВ') и подножье возвышенности Ямато (ГГ'). Вертикальная шкала - двойное время пробега отраженной волны (в секундах). Пунктирной линией указаны разломы. Положения фрагментов показаны на рис. 5.

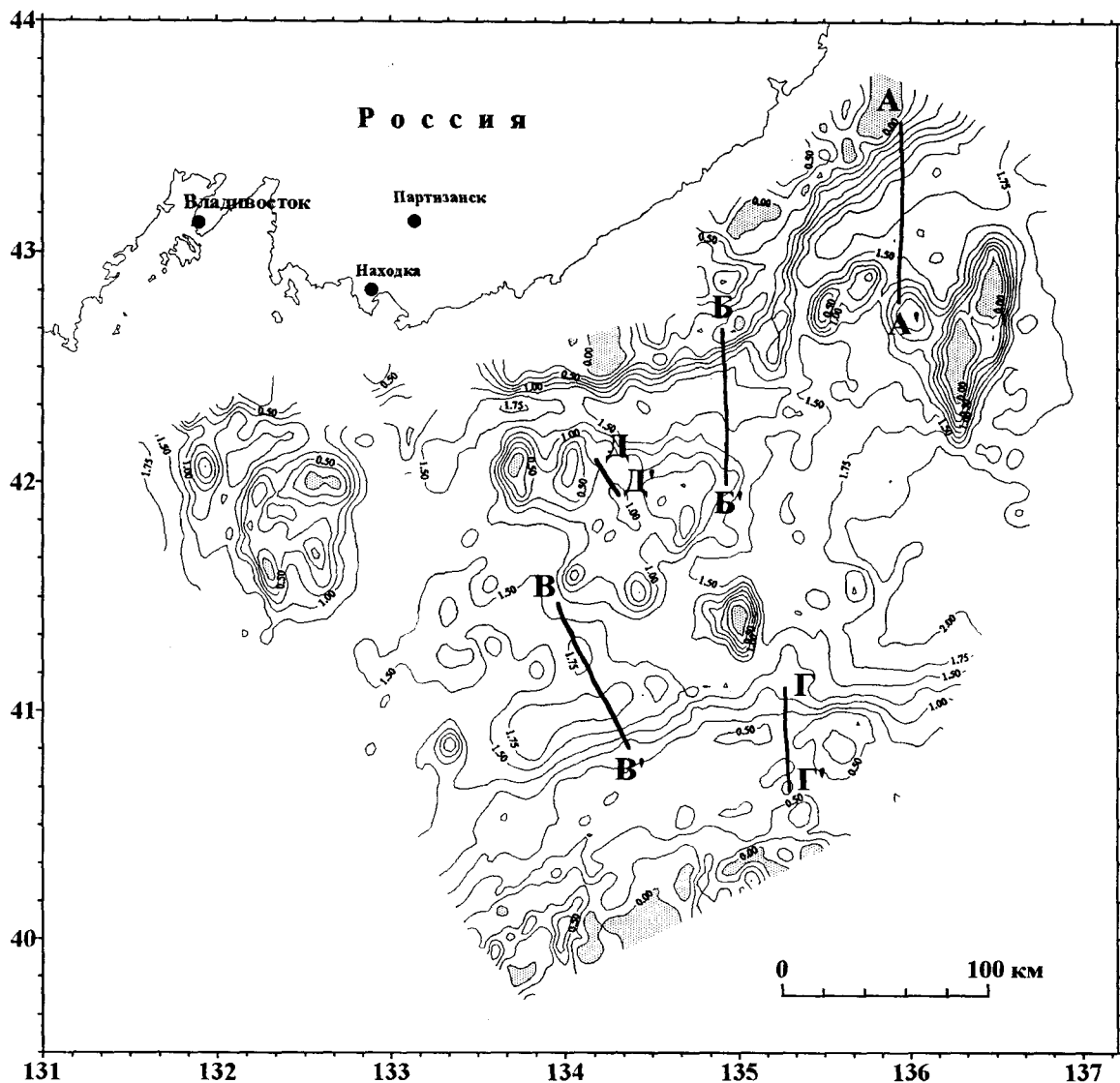


Рис.5. Карта мощности осадочного чехла (в секундах).

Изопахиты проведены через 0.25 с. Заштрихованные области - выходы на поверхность морского дна акустического фундамента. Толстыми линиями показаны положения фрагментов сейсмических профилей, приведенных на рис. 4 (а и б).

Склоны подводных возвышенностей и участки континентального склона перекрыты осадочным чехлом различной мощности. Мощность осадков на склоне возвышенности Ямато составляет 0.6-0.8 с. В узких депрессиях фундамента восток-северо-восточного и меридионального простираний на склоне и на вершинной поверхности возвышенности толщина осадочного покрова достигает 1.0-1.2 с. На склонах возвышенностей Богорова и Тарасова осадки местами имеют мощность до 0.5 с. Отложения большей толщины наблюдаются на склонах возвышенности Первенца (0.5-0.7 с, местами до 1.0 с). Значительные мощности осадочного чехла (до 1.5 с) обнаружены в депрессиях фундамента на субмеридиональном участке материкового склона.

Стратиграфия и состав осадочного слоя

На большей части изученной области в осадочном слое выделяются два акустических комплекса: верхний стратифицированный и нижний акустически прозрачный (рис.6). Стратифицированный комплекс сложен, как правило, чередованием акустически прозрачных и непрозрачных тонких слоев, разделенных горизонтальными отражающими границами. В прозрачном комплексе иногда наблюдаются редкие малоинтенсивные отражения. Местами, кроме того, в осадках выделяется высокоотражающий тонкий слой (мощностью до 0.15 с), кровля которого по данным глубоководного бурения в Японском море [21] связана с диагенетической границей, маркирующей переход биогенного опала А в опал

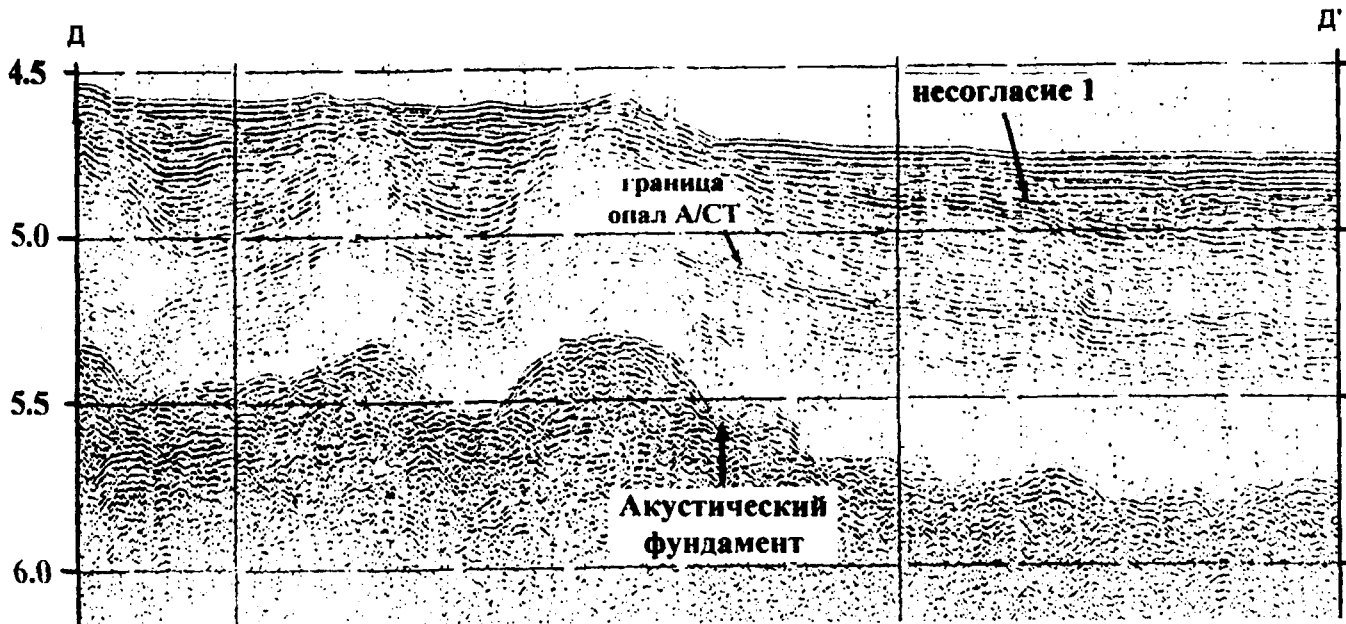


Рис.6. Фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий строение осадочного чехла Японской котловины. Вертикальная шкала - двойное время пробега отраженной волны. Положение фрагмента показано на рис. 5.

увеличивается скорость продольных волн и плотность [21]. Кровля этого слоя повторяет рельеф морского дна и сечет отражающие границы во вмещающей его толще.

Мощность верхнего стратифицированного комплекса на большей части котловины примерно постоянна и составляет 0.8-1.0 с. Изменение общей мощности осадков определяется вариациями толщины нижнего прозрачного комплекса. В западной части Главной депрессии в нижней части прозрачного комплекса выделяется стратифицированный слой (нижний стратифицированный слой), мощность которого местами достигает 0.5 с. В осевой части депрессии слой облекает неровности акустического фундамента, к бортам депрессии его кровля воздымается, в этом же направлении увеличивается степень его стратификации и уменьшается мощность (вплоть до полного исчезновения слоя).

Характер стратификации осадочного слоя изменяется в краевых частях Японской котловины: а именно у основания материкового склона и у подножия некоторых возвышенностей. Там, где у подножия материкового склона располагаются конуса выноса, почти всю толщу осадочного слоя занимает стратифицированный комплекс. Прозрачный комплекс или очень тонок (0.2-0.3 с) или полностью отсутствует. Мощность стратифицированного комплекса резко сокращается у подножий возвышенностей Ямато и Тарасова. На нижних склонах этих возвышенностей его мощность составляет 0.1-0.15 с и

породы комплекса облекают неровности кровли прозрачного комплекса (см. рис.4,6).

На южных склонах возвышенностей Тарасова и Беляевского наблюдается своеобразный акустический облик осадочного слоя. Здесь отражающие границы в большей части стратифицированного комплекса, заполняющего прогибы в кровле прозрачного комплекса, являются вогнутыми (см. рис.6). Такая конфигурация границ свидетельствует или об опускании поверхностей осадконакопления или о подъеме кровли прозрачного комплекса в процессе накопления осадков. Здесь локальным поднятиям кровли прозрачного комплекса соответствуют небольшие холмы в кровле акустического фундамента, что заставляет отдать предпочтение второму процессу.

Согласно результатам глубоководного бурения в скважинах 301 [15] и 795 [27] осадочный слой Японской котловины сложен преимущественно терригенными и биогенными отложениями и представлен глинами, алевритами и диатомовыми илами с прослоями плохо отсортированных песков и вулканического пепла. Ниже диагенетической границы перехода опала А в опал СТ осадки представлены кремнистыми аргиллитами с добавками мела и порцелланита. Установлено, что слоистая толща верхнего стратифицированного комплекса является результатом деятельности турбидитных потоков.

Отложение осадков в Японской котловине началось, по крайней мере, в конце нижнего миоцена 14-15.5 млн лет назад [29]. Из результатов бурения в

скважине 301 следует, что граница между стратифицированным и прозрачными комплексами здесь имеет возраст 4 млн лет (ранний плиоцен) [15]. Как отмечалось выше, на большей части котловины мощность стратифицированного комплекса примерно постоянна. Из этого можно заключить, что, вероятно, всюду в котловине возраст подошвы стратифицированного слоя - ранний плиоцен.

В стратифицированном комплексе осадочно-го слоя Японской котловины выделяются две поверхности региональных несогласий. Нижняя из них, несогласие 1, располагающаяся на глубине до 0.65 с под дном моря, зафиксирована всюду в районе подошвы континентального склона и подножья возв. Ямато (рис.6) Отражающие границы соотносятся с поверхностью несогласия по схеме подошвенного налегания. По нашему мнению эта поверхность фиксирует резкое изменение интенсивности поступления осадочного материала с суши в результате последнего глобального понижения уровня океана на границе плиоцена и плейстоцена (около 2.4 млн лет тому назад [4]). Это несогласие местами выделяется и в абиссальной части котловины, но здесь оно часто маскируется диагенетической границей и, вероятно, процессами биогенного осадконакопления. Второе региональное несогласие, несогласие 2, располагается на глубине не более 0.2-0.25 с под дном моря (см. врезку на рис. 4,а). Несогласие выделяется на большей части Японской котловины. Стратиграфические, геохронологические и палеобатиметрические данные, полученные в результате глубоководного бурения в шести точках на акватории Японского моря и в четырех скважинах на окружающей море суше (на островах Хонсю, Хоккайдо, Сахалин и Корейском полуострове), позволили Д.С. Инглу оценить особенности вертикальных движений земной коры Японского моря в течение последних 30 млн лет [11]. В частности, им установлено, что последнее резкое изменение характера вертикальных движений, заключающееся в увеличении скорости подъема поверхности консолидированной коры (до 500-1500 м/млн лет) произошло в позднем плиоцене и продолжалось до плейстоценового времени (во временном промежутке от 2 до 0.7 млн лет). Разумно предположить, что второе региональное несогласие отражает изменение скорости и характера осадконакопления в Японской котловине в результате изменения темпов вертикального движения поверхности консолидированной коры и имеет плейстоценовый возраст.

Конседиментационное прогибание отражающих границ на южных склонах возвышенностей Тарасова и Беляевского ограничивается сверху плейстоценовой поверхностью несогласия. Это означа-

ет, что вертикальные движения происходили здесь вплоть до конца плиоцена.

Резкое угловое несогласие между кровлей прозрачного комплекса и отражающими границами вышележащего стратифицированного комплекса наблюдается у подножий возвышенностей Ямато и Тарасова. Здесь отражающие границы притыкаются к кровле прозрачного комплекса (рис. 4), что свидетельствует о существовании этих возвышенностей в виде положительных структур в период отложения осадков стратифицированного комплекса.

Разрывные нарушения

Тектонические деформации осадочного слоя выявлены на значительных площадях изученной области (рис.7). Эти деформации проявляются в виде малоамплитудных разломов, секущих стратифицированный комплекс (см. врезку на рис.4,а). Вниз по разрезу они теряются в прозрачном комплексе и, обычно, не проявляются в рельефе акустического фундамента. Разломы захватывают всю толщу стратифицированного комплекса вплоть до плейстоценовой поверхности несогласия. Выше этого несогласия осадки не деформированы. Таким образом, можно полагать, что к плейстоцену интенсивные тектонические деформации в области Японской котловины закончились. На многих профилях НСП, пересекающих Японскую котловину, акустический фундамент разбит малоамплитудными разломами. Обычно эти разломы не проявляются в вышележащем осадочном слое.

Все подводные возвышенности, кроме возвышенности Беляевского, отделены от окружающих участков Японской котловины нормальными сбросами (рис.7), вдоль которых обычно смещены породы акустического фундамента. Часто эти сбросы проявлены и в толще осадочного слоя. Сбросы отделяют возвышенность Богорова от северного трога Окраинной депрессии и от восточной части Главной депрессии. Возвышенность Тарасова на севере отделена сбросами от южного трога Окраинной депрессии и на юге от депрессии акустического фундамента, разделяющей ее и возвышенность Беляевского. На возвышенности Первенца сбросы развиты на ее западном и восточном склонах. Сбросы широко развиты и на склонах возвышенности Ямато. Они отделяют вершинную часть возвышенности от ее пьедестала и пьедестал от западной части Главной депрессии. На склонах всех возвышенностей сбросы приурочены к ступеням акустического фундамента. Особенно характерна форма этих ступеней на возвышенности Ямато, где сбросы разделяют ассимметричные (наклонные) блоки, крутые склоны которых обращены в сторону возвышенности (рис.4,б).

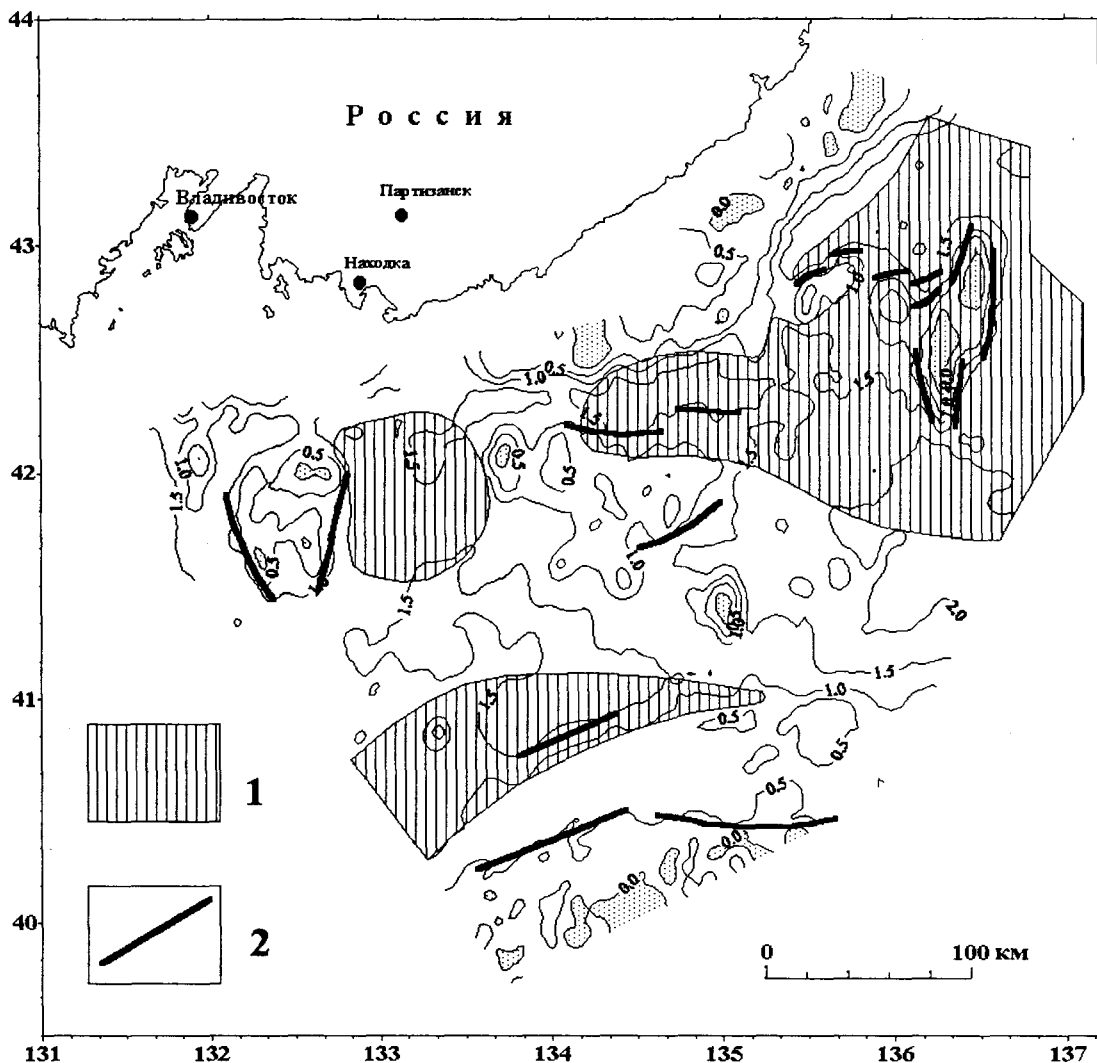


Рис.7. Схема распределения тектонических деформаций осадочного слоя и разрывных нарушений.

В качестве основы использована карта изопахит с сечением изолиний 0.5 с. Условные обозначения: 1 - области распространения деформаций осадочного слоя; 2 - разломы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К. Тамаки и др. [29] на основании анализа имеющихся сейсмических и геомагнитных данных, сведений о вещественном составе подводных возвышенностей и гор, рельефе акустического фундамента и величинах теплового потока выявили наличие земной коры различных типов на акватории Японского моря и предложили схему их распределения. В пределах области наших исследований ими выделены участки континентальной, растянутой (и утоненной) континентальной и океанической земной коры. Полученные нами сведения о рельефе акустического фундамента (рис.3) показывают, что глубина погружения его поверхности существенно отличается для различных частей Японской котловины. Это наблюдение, а также данные о наличии в пределах изученной области земной коры различных ти-

пов (а значит и различной мощности), послужило основанием для выполнения анализа зависимости глубины погружения поверхности АФ от мощности (и типа) земной коры. Мы использовали, главным образом, современные данные о мощности земной коры, полученные с помощью донных сейсмических станций, взрывных и пневматических источников [7, 8, 9, 20, 18, 23], которые сопровождалась работами методом отраженных волн. Результаты анализа приведены на рис 8. Из рисунка следует, что для Японского моря существует линейная зависимость между мощностью земной коры и глубиной погружения поверхности акустического фундамента, описываемая соотношением:

$$H = 30.11 - 3.24 t,$$

здесь H - мощность земной коры в км, t - глубина погружения акустического фундамента в се-

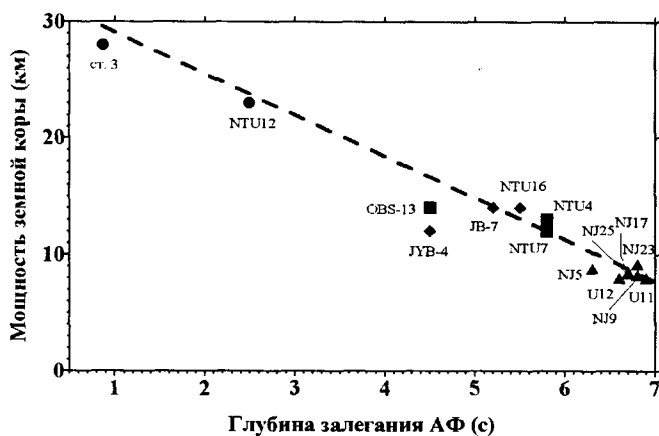


Рис.8. Зависимость глубины залегания АФ (с) от мощности земной коры (км) в Японском море.

Треугольники соответствуют Японской, ромбы - Ямато, квадраты - Цусимской котловинам, кружочки - возвышенности Кита-Оки и шельфу Японских островов. Прямая проведена методом наименьших квадратов.

кундах двойного времени распространения отраженной волны. Полученное соотношение позволяет на основании карты рельефа акустического фундамента построить схему распределения типов земной коры в изученной области (рис.9). В области Японской котловины с доказанной океанической корой ее мощность составляет 8-9 км [8]. Такой мощности соответствует глубина АФ 6.6 с. Поэтому районы с глубиной фундамента равной и большей 6.6 с выделены на рис.9 как пространства с океанической корой. Мощности земной коры в котловинах Ямато и Цусимской, характеризующихся растянутой континентальной корой, составляют около 14 км, мощность континентальной коры банки Кита-Оки равна 24 км [9], т.е. граница между континентальной и растянутой континентальной корой лежит между этими величинами. Мы условно приняли, что кора мощностью большей 16 км является континентальной. В изученной области возвышенности Ямато,

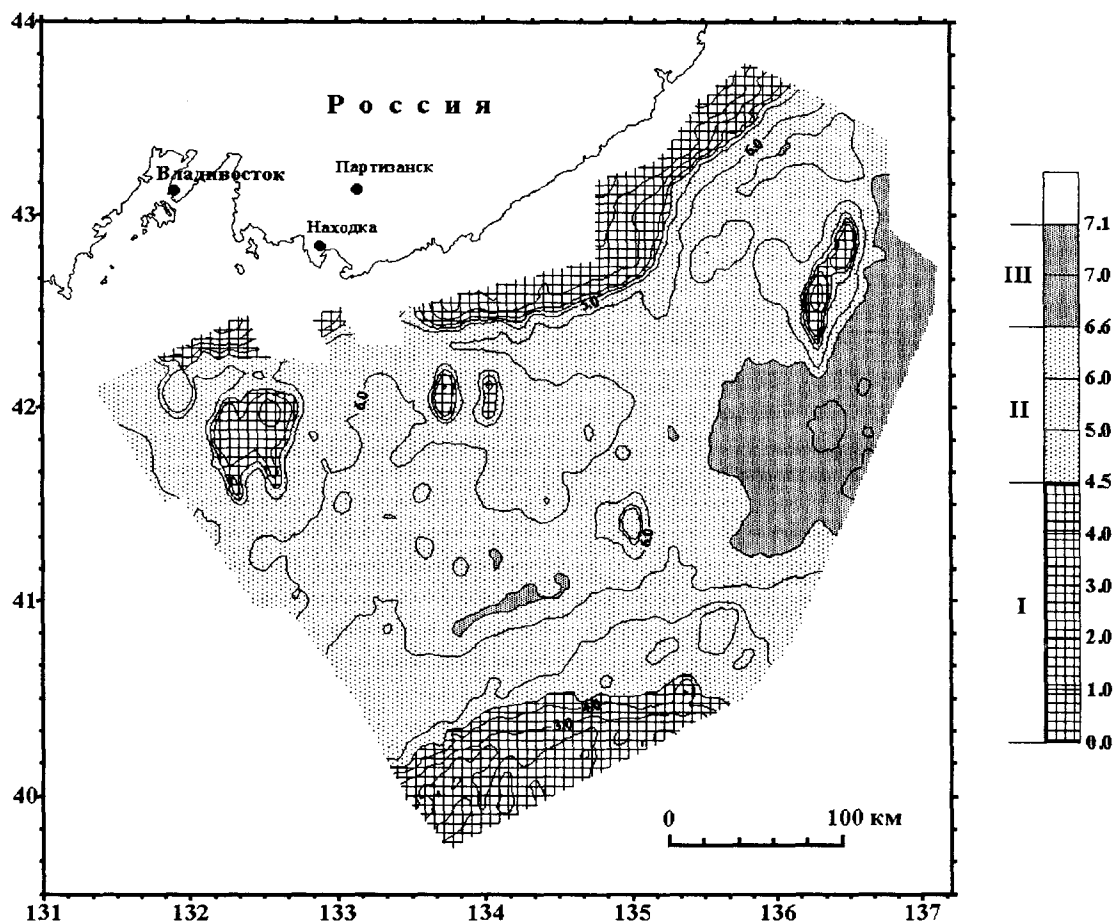


Рис.9. Схема распределения типов земной коры в западной части Японского моря.

На колонке справа римскими цифрами обозначены: I - континентальная кора; II - растянутая континентальная кора; III - океаническая кора; арабские цифры - глубина погружения АФ в секундах.

Первенца и выраженные в рельефе дна части возвышенностей Богорова и Тарасова подстилаются континентальной корой, а возвышенность Беляевского растянутой континентальной. Драгирование склонов первых трех возвышенностей подтверждает существование здесь пород, характерных для структур с континентальной корой [3].

Восточная часть Главной депрессии характеризуется наличием океанической коры, тогда как в западной части ГД океаническая кора локализована в узкой полосе северо-восточного простираения. Северный и южный прогибы Окраинной депрессии подстилаются растянутой континентальной корой.

Вдоль материкового склона и на склонах возвышенностей Ямато, Богорова, Первенца и Тарасова происходит сочленение земной коры разных типов. Обычно такое сочленение происходит по зонам разломов. Зоны разломов проявляются вдоль склонов упомянутых возвышенностей в акустическом фундаменте и в осадочном слое. В области континентального склона проникающей способности НСП недостаточно для того, чтобы надежно задокументировать наличие здесь разломов. Несмотря на это, мы в дальнейших рассуждениях принимаем, что в области материкового склона существуют глубинные разломы, отделяющие два типа земной коры.

Осадки, заполнившие Японскую котловину, начали накапливаться здесь со среднего миоцена в спокойных тектонических условиях, которые сохранялись вплоть до позднего плиоцена. В позднем плиоцене произошла активизация тектонической деятельности. Об этом свидетельствует наличие многочисленных разрывных нарушений отложений стратифицированного комплекса в обширных областях котловины, примыкающих к возвышенностям Ямато, Тарасова, Первенца и Богорова. Процесс тектонической активизации закончился в плейстоцене.

В структуре осадочного слоя Японской котловины зафиксированы два события, ознаменовавшие собой существенное изменение условий осадконакопления. Первое событие связано с новейшей глобальной регрессией моря на границе плиоцена и плейстоцена, второе событие вызвано локальными причинами - резким изменением характера вертикального движения земной коры в области Японского моря в плейстоцене.

Результаты драгирования склонов возвышенностей Тарасова и Беляевского доказали, что они являются вулканическими постройками [3]. Поэтому имеются основания считать, что локальные холмы в рельефе акустического фундамента, обнаруженные на склонах этих возвышенностей, являются результатом вулканической деятельности. Как говорилось

выше, геометрия отражающих границ в осадках, примыкающих к вулканическим постройкам, свидетельствует об их росте и, следовательно, о существовании вулканической деятельности здесь вплоть до плейстоцена. Таким образом, к плейстоценовому времени завершилась тектоническая и вулканическая деятельность на обширных пространствах Японской котловины.

Западная часть Главной депрессии, южный и северный прогибы Окраинной депрессии в рельефе акустического фундамента имеют асимметричное строение и представляют собой в поперечном сечении грабены (рис. 4). Грабен западной части ГД ограничивается с юга системой разделенных разломами асимметричных (наклонных) блоков, развитых на склоне возвышенности Ямато. Склон возвышенности Богорова, ограничивающий южный борт северного прогиба Окраинной депрессии, также представляет собой систему асимметричных блоков, вероятно, разделенных разломами. Ступени в рельефе акустического фундамента местами наблюдаются в нижней части материкового склона, ограничивающего прогибы Окраинной депрессии с севера. Перечисленные структурные признаки, а также характер распределения типов земной коры и сведений о вещественном составе подводных возвышенностей позволяют предположить, что описываемые депрессии представляли собой в прошлом элементы континентального рифта, окончившие свою эволюцию на разных стадиях развития [22]. Дальше всего рифтогенез продвинулся в западной части Главной депрессии, где в узкой полосе произошла полная деструкция континентальной коры и образовалась земная кора океанического типа.

Относительно симметричная в плане восточная часть Главной депрессии, которая подстилается океанической корой и в пределах которой обнаружены линейные магнитные аномалии [25], прошла в своей эволюции все стадии развития рифта и превратилась в зону расширения и образования океанической земной коры (спрединг-область). Она является в настоящее время океаническим бассейном.

Грабены разделены положительными структурами акустического фундамента. Южный прогиб Окраинной депрессии и западная часть Главной депрессии отделены друг от друга возвышенностью Тарасова, северный прогиб Окраинной депрессии и восточная часть Главной депрессии разделены возвышенностью Богорова, как это обычно наблюдаются между системами грабенов и полуграбенов в зонах развития континентальных рифтов [22]. Мы полагаем, что в изученной части Японской котловины существуют две рифтовые зоны. Одна зона состоит из грабена южного трога Окраинной депрес-

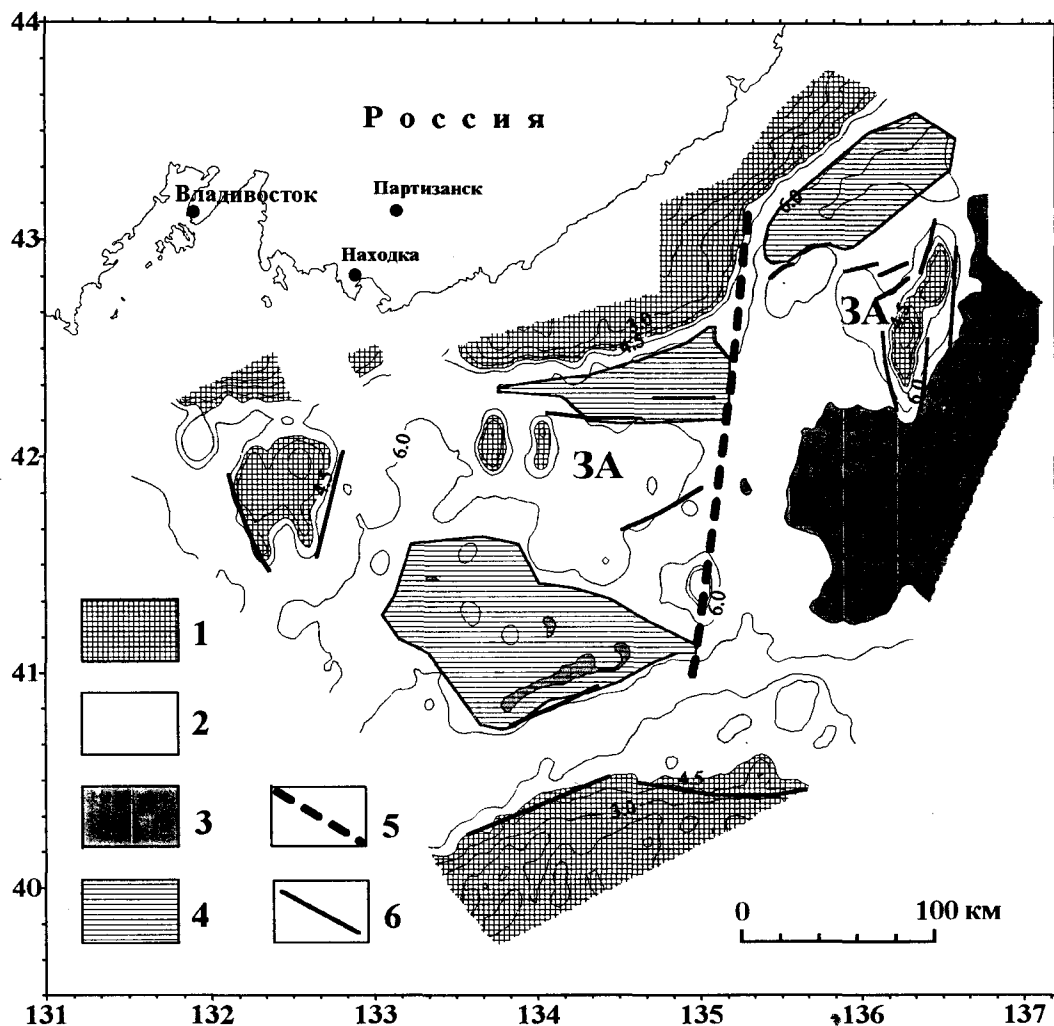


Рис.10. Тектоническая схема Японской котловины.

Условные обозначения: 1 - континентальная кора; 2 - растянутая континентальная кора; 3 - океаническая кора; 4 - асимметричные грабены; 5 - линия разделения рифтовых зон; 6 - разломы. ЗА - зоны аккомодации.

сии, грабена западной части Главной депрессии и разделяющей их возвышенности Тарасова. Вторая зона представлена грабеном северного прогиба Окраинной депрессии, спрединговой областью восточной части Главной депрессии и разделяющей их возвышенности Богорова. Эти рифтовые зоны граничат между собой вдоль линии, соединяющей участок материкового склона субмеридионального простирания и возвышенности Беляевского.

Приведенные представления суммированы на тектонической схеме изученной части Японского моря (рис.10), на которой выделены области с различным типом земной коры, показаны грабены и разделяющие их возвышенности, нанесены разломные нарушения.

К. Тамаки и др. [29] на основе анализа геофизических и геологических данных считают, что открытие котловины Японского моря началось около 28 млн лет тому назад. В течение раннего и среднего

миоцена на восточной окраине моря имел место рифтогенез, сопровождавшийся образованием наклонных блоков [13]. Из наших данных следует, что процесс эволюции континентального рифта в изученной области Японской котловины в основном закончился к моменту начала отложения осадков, слагающих нижнюю прозрачную толщу, то есть к концу раннего миоцена. Активизация тектонической деятельности в Японской котловине в позднем плиоцене вызвала возобновление движений вдоль зон разломов, разделяющих блоки фундамента на склонах возвышенностей Богорова и Тарасова. Реактивизация проявилась в смещении по этим разломам толщ осадков.

Таким образом, полученные нами данные доказывают, что изученная часть Японской котловины появилась в результате развития континентального рифта на окраине Азиатского континента. Эволюция рифта в основном закончилась к концу

раннего миоцена. На части области, затронутой рифтогенезом, произошла полная деструкция континентальной коры и в результате процесса спрединга образовалась океаническая земная кора.

ВЫВОДЫ

1. В пределах изученной области Японской котловины в рельефе акустического фундамента выделены две основные депрессии: Окраинная вдоль большей части материкового склона и Главная в центре области. Прогибы, составляющие Окраинную депрессию, и западная часть Главной депрессии представляют собой в поперечном разрезе заполненные осадками асимметричные грабены.

2. Осадочные отложения развиты на большей части исследованной области. Осадков лишены вершинные поверхности подводных возвышенностей и некоторые участки материкового склона. Основные осадочные бассейны расположены в Окраинной и Главной депрессиях. В толще осадков выделены две поверхности региональных несогласий. Нижняя из них располагается на глубине 0.6 с. под дном моря и имеет возраст около 2,4 млн. лет, второе несогласие имеет плейстоценовый возраст и выделяется на глубине около 0.2 с.

3. Подводные возвышенности Первенца, Тарасова, Богорова и Ямато отделены от окружающих участков Японской котловины зонами разломов. Разломы приурочены к ступеням акустического фундамента, на склоне возвышенности Ямато разломы разделяют асимметричные блоки фундамента, крутые склоны которых обращены в сторону возвышенности.

4. Тектонические деформации осадочного слоя, проявляющиеся в виде малоамплитудных разломов, выявлены на обширных площадях Японской котловины, примыкающих к возвышенностям Первенца, Тарасова, Богорова и Ямато. Тектонические движения произошли в конце плиоцена и окончились в начале плейстоцена. В этот же время окончилась вулканическая деятельность на возвышенностях Тарасова и Беляевского.

5. Для Японского моря существует линейная зависимость между мощностью земной коры и глубиной погружения (от поверхности моря) акустического фундамента. Эта зависимость является основанием для выделения на изученной акватории областей с континентальной, растянутой континентальной и океанической земной корой. Возвышенности Первенца, Тарасова, Богорова и Ямато имеют континентальную земную кору. Окраинная депрессия и основная площадь западной части Главной депрессии характеризуются растянутой континентальной корой, восточная часть Главной депрессии подстилается корой океанического типа.

6. Окраинная и Главная депрессии на основании структурных особенностей акустического фундамента, распределения типов коры идентифицированы как элементы континентального рифта, завершивших свою эволюцию на разных стадиях развития. Дальше всего эволюция рифта продвинулась в восточной части Главной депрессии, где в результате спрединга образовалась океаническая земная кора. Процесс эволюции континентального рифта в основном закончился к концу раннего миоцена.

7. Японская котловина является результатом развития континентального рифта на окраине Азиатского континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН РАН. 1992. 311 с.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Наука. 1975. С.2-64.
3. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
4. Вейл П.Р., Митчем Р.М., и С. Томпсон Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря. В кн.: Ч. Пейтон (Ред.) Сейсмическая стратиграфия, ч.1., Изд. "Мир", Москва, 1982, 160-183.
5. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука. 1978. 264 с.
6. Hilde T.W. and Wageman J.M. Structure and origin of the Japan Sea. In Coleman P.J. (Edit.), The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry: Perth (Univ. of Western Australia Press), 1973. P.415-434.
7. Hirata H., Tokuyama H., Chung T.W. An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: final stage of the back-arc spreading//Tectonophysics.1989. N 165. P.303-314.
8. Hirata N., Karp B.Ya., Yamaguchi T. et.al. Ocean crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition//Geophysical Research Letters.1992. V.19. No.20. P.2027-2030.
9. Hirata N. and Kurashimo E. Seismic crustal structure of the Japan Sea: new results by ocean bottom seismographic observations//Rifted Ocean-Continent Boundaries.1995. P.355-369.
10. Ingle, J.C., Jr., Suyehiro, K., von Breymann, M.T. et.al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 128: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
11. Ingle T.C. Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections//Tamaki K. et al. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 1992, 1197-1218.
12. Jolivet L., Huchon P., and Rangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins//Tectonophysics.1989. V.160. P.23-47.
13. Jolivet L and Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan

- arc// Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P 1311-1331.
14. Jolivet L., Huchon P., Brun J.P. et al. Arc deformation and marginal basin opening: Japan basin as a case study// Journal of Geophysical Research. 1991. V.96. No.B3. P.4367-4384.
 15. Karig, D.E., Ingle, J.C., Jr., et al., 1975. Init. Repts. DSDP, 31: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
 16. Karp B.Ya., Stroev P.A. and Shevaldin Yu.V. Geophysical investigations of the Japan Sea carried out by the USSR groups//N. Isezaki et al. (Eds)/ Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograf. Series, V.1) 1996, Terrapub, Tokyo: 25-33.
 17. Karp B.Ya., Hirata N., Katao H. Crustal structure of the Japan Sea//Isezaki et al. (Eds)/Geology and Geophysics of the Japan Sea. Tokyo: Terra Publ., 1996. P.32-43.
 18. Kim H.J., Park C.H., Hong J.K. et.al. A seismic experiment in the Ulleung basin (Tsushima basin), southwestern Japan Sea (East Sea of Korea)//Geophysical Research Letters. 1994 V. 21. No. 18. P.1975-1978.
 19. Lallemand S. and Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin? //Earth and Planetary Science Letter.(1985/1986) V.76. P.375-389.
 20. Murauchi, S. Crustal structure of the Japan Sea (in Japanese), Kagaku. 1972. V.42. P.367-375.
 21. Nobes D.C., Langseh M.G., Kukamoto S., et al. Comparison and correlation of physical property results from Japan Sea Basin and Rise Sites, Legs 127 and 128// Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 1275-1296.
 22. Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa//Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1987. V.15: P.445-503.
 23. Shinohara, M., Hirata K., H. Nambu, K., et al. Detailed crustal structure of northern Yamato Basin//Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), P. 1075-1105.
 24. Tamaki K. Two models of back-arc spreading// Geology. 1985. N.13. P.475-478.
 25. Tamaki K. and Kobayashi K. Geomagnetic anomaly lineation in Japan Sea// Mar. Sci. Monthly. 1988. V. 20. P. 705-710.
 26. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1988. V. 30. P. 269-365.
 27. Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
 28. Tamaki K. and Bersenev I.I. Morphology of Japan Sea. In: N. Isezaki et al. (Eds), Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series, V. 1), 1996. Terrapub, Tokyo: 35-39.
 29. Tamaki K., Sayehiko K., Allan J., et.al. Tectonic Synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling// Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992.. Proc. ODP. Sci. Results, 127/128. Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P.1333-1348.

Поступила в редакцию 5 февраля 1997 г.

V.N. Karnaukh, B.Ya. Karp

Tectonics of the Japan Basin (the Japan Sea): seismic investigation results .

In 1990 and 1994, a seismic reflection survey was conducted in the Japan Basin by the Pacific Oceanological Institute. The total length of reflection lines is about 13000 km. The sedimentary layer is acoustically divided into two units. The upper unit is stratified, and the lower one is transparent. There are two unconformities within the upper unit. The upper unconformity is of Pleistocene age, the lower one is Early Pliocene. In the upper unit there are some steep faults. The age of these faults is considered to be Pleistocene. The submarine ridges and rises are separated by fault zones from the Japan Basin. In the Japan Sea, a linear relationship between crustal thickness (km) and the acoustic basement's depth (s) was established. In the area, under study continental, extended continental and oceanic crust is ascertained and mapped. Continental rift units were recognized in the Japan Basin. It is presumed that the Japan Basin is the result of continental rift evolution in Asia's margin.

РУДОГЕНЕЗ МИРОВОГО ОКЕАНА

С.И. Андреев

ВНИИ Океанология, г. Санкт-Петербург

Статья посвящена трем основным океаническим видам твердых полезных ископаемых (ТПИ): сообществу Fe-Mn образований; глубоководным полиметаллическим сульфидам + металлоносным осадкам, рудоносным илам и рассолам; фосфоритам. Рассмотрена их геолого-тектоническая позиция в мегаструктуре Мирового океана, геохимическая специализация, механизмы формирования. Указываются направления поисков новых видов ТПИ в районах "горячих" точек, вулканических поднятий, в связи с "теневыми структурами, в осадочном чехле и в третьем слое океанической коры. Статья иллюстрируется картой распространения ТПИ в океане и таблицами, в которых приводятся химический состав Fe-Mn и сульфидных образований океана.

На протяжении более чем 170 млн. лет, начиная со средней юры, идет формирование планетарной геологической суперструктуры - Мировой талассогенной системы, обычно называемой Мировым океаном. Ныне она занимает почти 2/3 поверхности Земли и отличается особым океаническим типом коры, не имеющим на континентах достоверных аналогов ни в геологическом прошлом, ни в настоящем [1,2,14-16].

Формирование Мировой талассогенной системы обязано, в большой степени, спрединговому механизму поставки мантийного вещества, открытие которого в начале 60-х годов нашего столетия совершило революцию в геологии. Это явление представляет собой непрерывно развивающийся вулcano-плутонический импульс базитовых магм, мобилизованных на уровне верхней мантии. Его эволюционная целостность и масштабность позволяет говорить об особом этапе развития всей планеты. В результате сформировалась структура постсреднеюрского Мирового океана, синхронно которой на континентах протекал альпийский тектогенез.

Океанский рудогенез, в том виде, в котором он доступен современным средствам изучения, представлен, в основном, оксидными Fe-Mn образованиями и Cu-Zn-Pb-Fe сульфидными рудами, а также фосфоритами [4,6,8,9,12,17,19,20,29]. Масштабы их проявления и степень изученности различны. Оксидные и гидроксидные Fe-Mn руды сложены заметно отличающимися по составу железомарганцевыми конкрециями (ЖМК), кобальтсодержащими корками (КМК) и микроконкрециями, достаточно хорошо изученными на поверхности дна океана и отрывочно внутри осадочного чехла [5,7,26,27]. Их разнообразие обусловлено условиями залегания, гидрохимической структурой водной толщи и мор-

фоструктурными особенностями дна. ЖМК и КМК делятся на котловинные образования и образования вулканически неактивных океанических поднятий и подводных гор. Гидроксиды Fe и Mn в районах с активной вулканической деятельностью обычно "стерильны" в отношении цветных металлов Cu, Ni и Co [1,23].

Структурно-морфологическое положение является определяющим и при формировании глубоководных сульфидов. Они локализируются в двух вулканически активных тектонических обстановках: в осевых рифтах срединно-океанических хребтов и на островодужных поднятиях, в частности, вдоль задуговых и междуголевых рифтов. Иными словами, структурно-тектонические позиции глубоководных сульфидов и оксидных Fe-Mn образований принципиально различны, что приводит почти всегда к пространственной разобщенности этих двух типов океанических руд.

Океаническое фосфоритообразование [6,7,12,30] протекает в двух морфоструктурных обстановках: на внешней бровке шельфа или непосредственно в его пределах и в открытых районах океана на подводных горах и поднятиях. Образование фосфоритов связано обычно с апвеллингами, с физико-химическими "барьерами", на которых богатые кислородом холодные воды сталкиваются с теплыми, их азрируют, благоприятствуя высокой планктонной биопродуктивности. Стимулированное таким образом накопление на дне богатых фосфором органических остатков приводит уже на самых ранних стадиях седиментации к интенсивным процессам замещения и отложению в поровом пространстве таких минералов, как фторкарбонат апатит или его разновидностей (коллофан, франколит). Ширина продуктивного интервала невелика, охватывает не более 500 метров верхней части водной толщи [12] вблизи островов и атоллов или достигающих этого уровня

подводных гор. Но благодаря вертикальным колебаниям дна океана фосфатсодержащие отложения могут впоследствии встречаться в широком диапазоне глубин от поверхности до абиссали.

Трудно представить, чтобы такое огромное пространство планеты, как Мировой океан, имело столь ограниченную металлогеническую ориентацию. Однако, ведущиеся ныне поиски новых океанических видов твердых полезных ископаемых пока существенных результатов не дают. Можно говорить о баритонности отдельных участков дна, о повышенном содержании в красных глинах глинозема, об островной редкоземельной минерализации, о присутствии золота в океанических базальтах, о накоплении стронция, молибдена в донных осадках, находках сапфиринов, но утверждать, что эти явления масштабные, пока нельзя. Сегодня минерагенический образ Мирового океана определяют три упомянутых выше вида полезных ископаемых: железомарганцевые образования, глубоководные сульфиды и фосфориты.

Развитие идей о металлогении Мирового океана в последние 25-30 лет происходило в условиях "лавиного" накопления новой информации на фоне господства только что появившейся концепции тектоники плит. Казалось бы, геологическая наука имела здесь уникально благоприятный "старт" для крупного прорыва в познании глубинных истоков рудогенеза на планете. Но этого не случилось. Наземная металлогения сопротивлялась проникновению плейттектонических постулатов. Собственно океаническая металлогения ограничивалась геодинамическими построениями. Плейттектонический подход, господствующий в океане и, отчасти, на континентах в 60-80-х годах, при решении металлогенических задач после яркого, многообещающего дебюта тектоники плит, как метод вызвал определенное разочарование, как бы умаляя то, что в ней было действительно новым и прогрессивным. Речь идет прежде всего о спрединговом механизме формирования коры и возможности возрастной идентификации осей магнитных аномалий. Эти два положения являются радикальными и составляют главную научную сущность новой глобальной тектоники. С другой стороны, опыт наземной металлогении содержит в себе бесценный элемент геологического анализа, синтезирующего все многообразие геологических процессов. Задачей океанской металлогении является воссоединение двух продуктивных аспектов, казалось бы, противостоящих друг другу концепций. Положительное решение этого сложного вопроса достигнуто в процессе составления "Металлогенической карты Мирового океана" (1:10 000 000) в 1993-1996 гг., которая синтезировала геодинамику спрединга и хроно-структурно-

формационный подход в рамках единой легенды. В настоящее время эта карта готовится к опубликованию. В этой работе делается попытка связать формирование ТПИ океана со стадиями его развития и дать прогноз возможности открытия их новых типов [2].

Фактологической основой металлогенических исследований в океане служит составленный во ВНИИОкеангеология банк данных "Океангеоресурсы". Он включает несколько баз данных: по железомарганцевым конкрециям и коркам, глубоководным сульфидам, металлоносным осадкам, рудоносным илам и рассолам, по фосфоритам, а также по магматическим породам океана. Программное обеспечение позволяет решать статистические задачи, задачи корреляционного и факторного анализа, производить оценку прогнозных ресурсов и подсчеты запасов. По объему банк "Океангеоресурсы" является крупнейшим среди информационных массивов в мире по геологии Мирового океана. В него вошли результаты более 100 крупных океанских экспедиций, проведенных по программе "Мировой океан" в 1975-1995 гг.

Вторым основополагающим элементом металлогенического анализа явилась таксономическая классификация, специально разработанная для океана с учетом металлогенической классификации для континентов [2,24]. В ней сохранена преемственность идей школы ВСЕГЕИ (Россия, С.-Петербург), в разное время возглавляемой крупными учеными-металлогенистами: С.С.Смирновым, Ю.А.Билибиным, Е.Т.Шаталовым, А.Д.Щелковым, Д.В.Рундквистом [22]. В соответствии с общепринятыми понятиями о разномасштабной упорядоченности скопленных ТПИ океана, для Fe-Mn образований выделены: мегапояс, пояса, поля (отвечающие уровню структурно-металлогенических зон), зоны, рудные районы, рудные узлы, рудные залежи и рудные тела [1]. Таксономический ряд для глубоководных сульфидов содержит мегапояс, пояс, зону и район [19]. Для фосфоритов намечаются мегапровинция, провинция и область [24].

Сообщество гидроксидных Fe-Mn образований включает шесть геохимических типов [1,3], представленных конкрециями, корками и микроконкрециями. Химический состав пяти из них контролируется вертикальной гидрохимической структурой водной толщи океана [15]. Продуктивные горизонты тесно связаны с геохимическими барьерами: в верхней части со слоем кислородного минимума, в глубинных зонах - с уровнем критической глубины карбонатакопления. Три механизма поставки вещества участвуют в формировании этой группы Fe-Mn образований: водородный, седиментационный и диагенетический. Шестой геохимический тип име-

ет гидротермальное происхождение и локализуется в районах проявления вулканической деятельности [1]. Он встречается в широком диапазоне глубин.

В самом верхнем продуктивном батиметрическом интервале (600-3000 м) на подводных горах образуются корки [9,24], нередко сопровождаемые конкрециями. Состав этих образований отличается высокими концентрациями Co (0.53-0.80%), Mn (20-34%), повышенными Ni(0.4-0.8%). Среди попутных элементов: Mo (0.05-0.12%), Pt(0.35-1.31 г/т), PЗЭ + Y (1300-4400 г/т) [1]. Содержание Fe -14-28%. Плотность залегания составляет 70-300 кг/м². Этот геохимический тип формирует Co-Mn руды, представляющие большой практический интерес.

Основной механизм формирования корок - гидrogenный [26]. Природные скопления богатых кобальтом корок известны на склонах подводных гор и гайотов в северо-западной части Тихого океана.

Вблизи уровня критического карбонатакопления в абиссальных котловинах на глубинах 4300-5300 м накапливаются преимущественно конкреции, обогащенные Ni, Cu и Mn, в меньшей степени Co. Выше критической глубины карбонатакопления содержания этих элементов невысокие (второй геохимический тип): Ni - 0.6-0.8%, Cu - 0.4-0.7%, Mn - 19-25%, Co - 0.25-0.30% [1,15]. В их образовании участвуют седиментационные и гидрогенные процессы. Ниже критической глубины карбонатакопления наблюдаются более высокие содержания: Ni-1.4-1.6%, Cu - 1.15-1.5%, Mn- 26-33%. Концентрации Co до 0.2%. Среди попутных элементов Mo - 0.05-0.16%, PЗЭ + Y - 350-1800 г/т. Содержания Fe низкие (5-7%). Это комплексные Ni-Cu-Mn-Co руды. Плотность залегания 10-20 кг/м². Образование происходит при одновременном воздействии гидрогенного, седиментационного и раннедиагенетического механизмов. Наиболее важен последний, определяющий высокие содержания металлов марганцевой группы. На процессы конкрецииобразования в абис-

сальных котловинах оказывает влияние тектоническая позиция участков дна океана. Описанные выше характеристики являются типичными для "молодых" океанических плит, возраст которых кампан-олигоцен [2]. На более древних участках дна процесс раннедиагенетического обогащения Mn, Ni и Cu проявлен очень слабо. Здесь развит преимущественно второй геохимический тип конкреций как выше, так и ниже глубины критического карбонатакопления. Вблизи срединно-океанических хребтов и на его флангах раннедиагенетическая мобилизация Mn и Ni из осадков резко возрастает, вследствие чего формируется четвертый особый геохимический Ni-Mn тип руд с содержанием Ni - 1.4%, Mn до 40% и более. Плотность залегания 10-20 кг/м². Крупное скопление конкреций такого состава установлено в Перуанской котловине Тихого океана. Пятый геохимический тип конкреций образуется много ниже глубины критического карбонатакопления. Его характерной чертой является устойчивое содержание Co (0.3-0.4%) при низких концентрациях Ni (0.4%), Cu(0.2%) и Mn(15%). Однако, эти конкреции имеют высокую плотность залегания (30-40 кг/кв.м). Крупное скопление конкреций этого типа выявлено на севере Южной котловины в Тихом океане [2] (рисунки-врезка*).

Скопления гидротермальных Fe-Mn конкреций и корок установлены в осевой части Восточно-Тихоокеанского Поднятия (13° с.ш.) и Северо-Атлантического хребта (23°30 с.ш.; 12° ю.ш.; 30° ю.ш.), на склонах Марианской вулканической гряды и в хребте Тонга [23]. Для этого типа отмечается невысокое содержание Mn(до 10%) и Fe(до 20%) при низких концентрациях Ni, Cu и Co (обычно сотые и тысячные доли процента). Изучение гидротермального геохимического типа интересно с позиций выявления сопутствующих элементов (Au, Mo, Pt, Rh) и как поисковый признак сульфидных руд океана.

*Рисунок-врезка. Схема распространения полезных ископаемых Мирового океана.

1 - осевая зона срединно-океанических хребтов с центральным рифтом; 2 - утратившие активность спрединговые зоны; 3 - островные дуги (а) и окраинные желоба (б); 4 - океанические поднятия; 5 - разломы; 6 - мегапояс Fe-Mn образований; 7 - пояса Fe-Mn образований; 8 - поля (а) и площади (б) распространения Fe-Mn образований с указанием геохимической специализации. Поля: 1 - Кларин-Клиппертон, 2 - Центрально-Тихоокеанское, 3 - Перуанское, 4 - Южно-Тихоокеанское, 5 - Пен-ри, 6 - Менарда, 7 - Центрально-Индоеокеанское, 8 - Западно-Австралийское, 9 - Диамантина, 10 - Северо-Американское, 11 - плато Блейк, 12 - Мидпасифик, 13 - Уэйк, 14 - Маршалловы острова, 15 - Гавайское. Площади: 16 - Калифорнийская, 17 - Виль-де-Лутуз, 18 - Тики, 19 - Туамоту, 20 - Бауэра, 21 - Экватор, 22 - Мозамбикская, 23 - Капская, 24 - хр.Китового, 25 - Дампир, 26 - Скоша; 9 - объекты, в пределах которых установлены богатые кобальтом корки (а - отдельные находки, б - скопления корок): 1 - плато Огасавара, 2 - Магеллановы острова, 3 - Уэйк, 4 - гайот Йомеи, 5 - горы Милуоки, 6 - Мидуэй, 7 - Маршалловы острова, 8 - Гавайские острова, 9 - хр.Неккер, 10 - Туамоту, 11 - Табуаи, 12 - Южно-Тасманийская, 13 - гора Экватор, 14 - горы Новой Англии, 15 - поднятия Угловое, 16 - Сьерра-Леоне, 17 - разлом Романш, 18 - Риу-Гранди, 19 - хр.Китовый, 20 - хр.Мозамбикский. 10 - мегапояса гидротермально-осадочных образований: 1 - Атлантический, 2 - Красно-морско-индоеокеанский, 3 - Восточно-Тихоокеанский, 4 - Западно-Тихоокеанский; 11 - Гидротермальные сульфидные руды. А - скопления массивных сульфидных руд: 1 - ТАГ, МИР, МАРК; 2 - Полярное; 3 - Красное море (впадины Атлантик II, Вальдивия, Суакин); 4 - трог Окинава; 5 - трог Лау; 6 - хр.Хуан-де-Фука, Эндевор; 7 - впадина Гуаймос; 8 - ВТП, 13° с.ш.; 9 - хр.Галапагос; 10 - ВТП, 22° ю.ш.; б - отдельные рудопрооявления; 12 - фосфориты: 1 - Центрально-Тихоокеанская мегапровинция. Провинции: 2 - Калифорнийская, 3 - Перуано-Чилийская, 4 - Япономорская, 5 - Марокканская, 6 - Капская, 7 - Западно-Атлантическая. Область: 8 - Чатем (Тихий океан).

95% Fe-Mn массы сосредоточено в пределах мегапояса [24], проходящего через Тихий, Индийский и Атлантический океаны в интервале широт от 35° с.ш. до 40° ю.ш. (см. рисунок). Эта приэкваториальная зона океана имеет хорошо структурированную водную толщу с четко выраженными геохимическими барьерами. Положительный энергетический баланс, обусловленный солнечной радиацией, способствует интенсивному участию биоса на промежуточных этапах перемещения вещества, его концентрированию как на поверхности, так и на дне океана. Мощные циркулярные течения (пассатные и противопассатные), дивергентные зоны и, местами, апвеллинги также вносят существенный вклад в распределение конкреций и корок на поверхности дна. Под их воздействием в пределах мегапояса обособляются пояса (Северный приэкваториальный, Экваториальный и Южный приэкваториальный), особенно рельефно подчеркивающие субширотную климатическую зональность в распределении продуктов Fe-Mn рудогенеза [1,2].

Поля распространения Fe-Mn конкреций и корок связаны с морфоструктурами дна (см. рисунок-врезку): днищами котловин и группами подводных гор. В Мировом океане выделяется 18 полей [24]. В котловинах Тихого океана оконтурены поля Кларион-Клиппертон, Центрально-Тихоокеанское, Перуанское, Калифорнийское, Пенрин, Южно-Тихоокеанское, Менарда. Все они имеют разную специализацию и представляют различные типы Fe-Mn руд. На поднятиях и подводных горах выделены

Таблица 1

Сопоставление химических составов Fe-Mn образований, расположенных на западе (поле Магеллановых гор), в центре (поле Кларион-Клиппертон) и на востоке (Перуанское поле) Тихого океана

Основные характеристики полей	Запад Тихого океана: поле Магеллановых гор	Центр Тихого океана: поле Кларион-Клиппертон	Восток Тихого океана: Перуанское поле
Основной морфотип	корки	конкреции	конкреции
Геохимическая специализация	Co	Ni-Cu	Ni
Ведущий тип руд	Co-Mn	Ni-Cu-Mn-Co	Ni-Mn
Глубина залегания, м	1400 - 3000	4300 - 5200	3900 - 4400
Возраст океанич. фундам., млн. лет	160- 170	26 - 60	20 - 25
Морфоструктурное отложение	вершины и склоны подводных гор, гайотов	днище котловины, "молодые" океанические плиты	днище котловины, фланг COX
Плотность залегания, кг/м ²	70 - 300	10- 20	10 - 20
Химический состав (%%):			
Ni	0.38	1.22	1.40
Cu	0.12	1.02	0.66
Co	0.55	0.21	0.08
Mn	19.4	27.2	33.3
Fe	16.3	6.3	5.8

поля Узйк, Мидпасифик, Гавайское, Магеллановых гор, Лайн, имеющие кобальтовую специализацию. В Индийском океане в котловинах установлены четыре поля (Центрально-Индоеокеанское, Западно-Австралийское, Диамантина и Мадагаскарское), на подводных горах одно в Самалийской котловине - поле Экватор. В Атлантике известно одно котловинное поле - Северо-Американское. Масштаб проявления и состав руд в пределах полей обусловлен соотношением поверхности дна с продуктивными батиметрическими интервалами, т.е. являются следствием воздействия вертикальной геохимической зональности водной толщи [15]. Геолого-тектоническая зональность в распределении Fe-Mn образований на дне Мирового океана отражается в закономерном увеличении роли и возрастании концентраций Ni, Cu и Mn в направлении омоложения океанического дна от "старых" океанических плит к талассидам и в снижении всех аналогичных показателей для Fe и Co в том же направлении. Подтверждением сказанного является изменение химического состава конкреций и корок в полях, расположенных на западе, в центре и на востоке Тихого океана: Магеллановых гор - Кларион-Клиппертон - Перуанское (табл.1).

Общепризнано, что сульфидные руды океана имеют гидротермальную природу [19,25]. По ряду признаков они большинством исследователей отнесены к группе колчеданов. Однако то, что считается почти очевидным, не является доказанным. Химический и минеральный состав сульфидных руд океана

на и колчеданов суши сходен, но этот признак кон-вергентен. Условия залегания и структурная пози-ция этих рудных образований далеко не адекватны. Если колчеданные руды часто связаны с начальны-ми стадиями геологических циклов, нередко с офио-литами, и формируются на фоне мощных вулкано-генно-осадочных толщ, то сульфидные руды океана появляются на наших глазах в конце эволюции Ми-ровой талассогенной системы в обстановке крайне низкого или нулевого темпа осадконакопления. Со-став осадков карбонатный. Породный комплекс океанического “фундамента” в срединных хребтах, с которыми связаны сульфиды, не отвечает набору признаков, позволяющему рассматривать его как офиолиты. То, что некоторые из этих пород могут являться компонентами классических офиолитов, не служит доказательством обязательного присутствия последних. Согласно исходному определению офио-литового комплекса по Штейману [31], его состав-ляет триада из серпентинизированных ультрабазитов, спилитов и спилито-кератофилов, кремнистых толщ. Такая породная ассоциация, как правило, от-вечает стадии формирования узкого и глубоковод-ного геосинклинального трога, заложившегося по глубинному разлому. В геофизических полях эта геологическая структура четко выделяется це-почкой линейных магнитных аномалий и резкой гравитационной ступенью. Офиолиты знаменуют самое начало тектонического цикла, а в случае по-лициклического развития отмечают моменты zalo-жения каждого следующего. В Мировом океане, в пределах СОХ, отсутствуют породные комплексы типа триад Штейнмана, в частности, мощные крем-нисто-вулканические толщи. Нет там и линейно ориентированных цепочек гипербазитовых интрузий с их характерным магнитным полем в зоне вы-сокоградиентных гравитационных ступеней. Усло-вия вдоль осевого рифта никак нельзя сравнить с глубоководным трогом, так как дно рифтовой до-лины на 2-2.5 км выше окружающих абиссальных котловин. Из осадков здесь отлагаются только ма-ломощные (50-100 м) карбонатные илы. Находки серпентинизированных гипербазитов в осевой зоне срединных хребтов, принимаемые за несомненный факт наличия офиолитов, вообще не часты, встреча-ются обычно в поперечных структурах - трансформ-ных разломах, и не в виде субпластовых тел, а в форме тектонических блоков. В пределах самого крупного звена талассид - Индо-Тихоокеанского (от залива Калифорния до Австрало-Антарктиче-ского дискорданта) - на протяжении более 10 000 км достоверных указаний на их присутствие в Цент-ральном рифте вообще нет. Таким образом, столь популярная аналогия между хорошо изученными на континентах офиолитами и связанными с ними кол-

чеданными рудами, с одной стороны, и обстановка-ми в пелагических частях океана в пределах СОХ, с другой, оказывается весьма условной и не позволяет опираться как на нечто доказанное. Из этого следу-ют и другие выводы. Ставятся под сомнение идеи о древних океанах, базирующиеся на произвольном утверждении, что офиолиты - их главный опознава-тельный признак.

Рециклинговый механизм формирования ру-доносных растворов в океане, по-видимому, отри-цать нельзя [25], но нельзя игнорировать и эндоген-ную составляющую, связанную с дифференциацией магматического материала, с появлением в финаль-ной стадии развития талассид контрастных магма-тических серий: пикрит-толеитовых и толеит-анде-зито-дацитовых [28]. Попытка ограничить роль магматических камер только энергетическими фун-кциями в процессе рудогенеза срединно-океаниче-ских хребтов (СОХ) породила логические трудности объяснения ряда явлений. Почему промежуточные магматические камеры намечаются только в преде-лах Восточно-Тихоокеанского поднятия [13] и не найдены в Северо-Атлантическом хребте (САХ), где рудогенный процесс проявлен намного ярче? И нужны ли вообще приповерхностные промежуточные камеры для понимания природы рудного вещества, если отказаться от рециклинга, как единственного ру-доформирующего механизма? Открытие крупного рудного поля на 15° с.ш. в САХ [21] свидетельствует о том, что рудовмещающие структуры могут выходить за пределы рифтовой долины на фланги и тяготеть к тектоническим блокам, сложенным серпентинизиро-ванными гипербазитами. Имеются признаки того, что идет не простая разгрузка гидротерм на поверхности дна, в результате чего возникают поверхностные суль-фидные постройки, а закладываются рудные столбы и штокверки, имеющие глубинный структурно-тектони-ческий контроль. Существенно возрастает ресурсный потенциал таких объектов и, следовательно, экономи-ческие предпосылки к их промышленному освоению.

Районы широкого распространения океани-ческих сульфидных руд объединяются в несколько мегапоясов, пространственно связанных с основны-ми звеньями СОХ и переходной зоной - транзиталь-ью (см. рисунок). В Тихоокеанском регионе выделе-ны Восточно-Тихоокеанский и Западно-Тихоокеан-ский мегапояса, в Атлантическом - Атлантический мегапояс, в Индийском - Красноморско-Индоекеан-ский [24]. Кроме пространственной разобщенности, для каждого звена СОХ характерен свой, достаточ-но выдержанный геодинамический режим развития на современном этапе и в геологическом прошлом. Этот признак достаточно дифференцирован, его лучше всего представляет скорость раздвижения: низкая (<3.0 мм в год) в Индо-Атлантическом звене,

умеренная (3-5.0 мм в год) в Красноморско-Индоканском и высокая (>5.0 мм в год) в Индо-Тихоокеанском. Для Индо-Тихоокеанского звена СОХ процесс рудообразования в контурах Восточно-Тихоокеанского мегапояса протекает в узкой (50-100 м) рифтовой долине, рассеян вдоль оси на десятки километров, приводя в итоге к образованию мелких рудных построек (высота 10-15 м), в составе которых чаще преобладают сульфиды цинка над сульфидом меди, а среди попутных - серебро над золотом. В медленно-спрединговом Индо-Атлантическом звене (Северо-Атлантический пояс) рудогенный процесс проявлен более дискретно, в основном вдоль восточного борта широкой (8-10 км) рифтовой долины. Он ведет к образованию крупных рудных построек (десятки метров высотой) или рудных полей, в составе которых основную роль играют сульфиды меди, а из попутных - золото (608 г/т) [21].

Разнообразие типов сульфидных месторождений в переходной зоне - транзитали (Западно-Тихоокеанский мегапояс) велико [18]. Здесь встречены колчеданные руды типа "Кууроко", меднопорфировые руды и скопления самородной меди (Командорские острова). Однако, интересующие нас экзотические рудные скопления на дне, на склонах островных дуг приурочены к тыловым рифтам и сложены рудами, по морфологии во многом похожими на те, которые обнаружены в СОХ. Состав их может быть более разнообразным и включать, кроме Cu и Zn, Pb. Местами эти руды существенно обогащены Ag (до 10 кг/т) [32].

Гигантские мегапояса распадаются на более мелкие таксоны - пояса, которые обособляются, будучи привязаны к крупным индивидуально выраженным сегментам срединных хребтов, отделяющимся друг от друга либо трансформами, либо тройными сочленениями. В транзиталях пояса связаны с отдельными системами островных дуг (Курильской, Марианской, Меланезийской). На уровне мегапояса и пояса речь идет о рудном контроле общегеологического характера. Конкретные рудоносные площади начинаются с зон, выделение которых подразумевает существование рудогенерирующих систем, связанных с магматическими центрами, а обоснование требует прямых указаний присутствия рудопроявлений. В Мировом океане установлено более 10 зон (см. рисунок). В Тихом океане: Хуан-де-Фука, Калифорнийская, Приэкваториальная (4°-13° с.ш.) и Южная (17°-22° ю.ш.), в пределах Восточно-Тихоокеанского Поднятия. В Атлантике: ТАГ, МАРК (23°22' с.ш.) и Полярная (14°45' с.ш.). В Индийском океане: Красноморская зона (глубоководные впадины Красного моря, заполненные рудоносными илами и рассолами) и Меридиональная зона (12° ю.ш.) Аравийско-Индийского хребта. В преде-

лах Западно-Тихоокеанской транзитали намечаются зоны: Окинава, Идзу-Бонино (Курило-Марианский пояс) [32], Манус, Вурлдак и Лау (Меланезийский пояс) [10]. Изучение зон Хуан-де-Фука и Приэкваториальной (в Тихом океане), Полярной в Атлантике позволило установить рудные районы, связанные с конкретными гидротермальными системами [21]. Их местоположение контролируется, как правило, поперечными тектоническими структурами. Они тяготеют к узлам пересечения нетрансформных разрывных нарушений с разломами, ограничивающими рифтовую долину; экструзивными зонами, осложненными осевыми грабнями; структурным террасам между ограничительными разломами на бортах долины. Иногда сульфидная минерализация локализуется в кальдерах внеосевых вулканов, расположенных на расстоянии до 10 км от края центрального рифта.

Химический состав и форма залегания сульфидных руд наиболее значительных объектов в различных структурно-тектонических обстановках приведены в табл.2. Всего же в Мировом океане выявлено более 60 крупных и мелких скоплений глубоководных сульфидов.

Современный уровень знаний вполне объясняет генезис фосфоритов и дает возможность выделить суперрегиональные и региональные скопления, среди которых самым крупным является Центрально-Тихоокеанская мегапровинция. Она объединяет более тысячи подводных гор и гайотов поднятий Уэйк, Мидпасифик, Гавайского и гор Музыкантов [6,10]. На их вершинах и склонах залегают самые древние (меловые) фосфориты с содержанием P_2O_5 до 30% и выше. Фосфаты обычно замещают карбонатный материал, проникают в трещины и миндалины базальтов, являются цементом в гравелитах. Нередко фосфориты залегают совместно с кобальтовыми Fe-Mn корками, насыщая их субстрат, и в виде прожилков, проникая в межслоевое пространство. Прогнозные ресурсы фосфоритов Центрально-Тихоокеанской мегапровинции (см. рисунок) сопоставимы с крупными наземными объектами. Другим благоприятным районом фосфоритонакопления является открытый шельф Тихого (Калифорнийская и Перуано-Чилийская провинции) и Атлантического (Марокканская, Капская и Западно-Атлантическая провинции) океанов. Здесь отлагаются самые молодые фосфориты. К числу уже завершивших процесс фосфоритонакопления можно отнести Япономорскую провинцию, ныне располагающуюся в замкнутом внутреннем море, и область Чатем на обширном Новозеландском плато. Шельфовые фосфориты встречаются в виде песков, корок, плит, глыб и конкреций. Содержание P_2O_5 до 25-31%. Практический интерес представляют островные фосфориты

Таблица 2

Химический состав и форма залегания гидротермальных сульфидных образований океана

Структурно-металлогеническое положение		Название объекта, глубина океана, м	Форма залегания	Химический состав					Cu/Zn
Мегапояс	Пояс			Cu %	Zn %	Pb %	Ag г/т	Au г/т	
I. Регионы медленного и умеренного спрединга (<5 см/г)									
1. АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН									
Атланти-ческий	Северо-Атланти-ческий	ТАГ, 2500-3000	Крупная одиночная постройка Рона, диаметром 200 м, высота 35м, активная	9.25	5.24	0.05	70.4	2.1	1.75
		ТАГ, 2500-3000	Зона "Мир", ширина 400 м, высота 25м, неактивная	8.01	2.59	0.02	82.4	1.9	3.1
		МАРК, 3460-3500	Поле 400x200м с несколькими постройками 160x100x50м	9.03	4.59	0.03	62.0	1.8	2.0
		Полярное 2220-3200	Поле размером 800x250м, 12 активных и неактивных постр.	12.84	1.55	0.03	61.47	5.93	8.3
2. ТИХИЙ ОКЕАН									
Восточно-Тихоокеан-ский	Северо-Амери-канский	хр. Экспло-рер 1850	В рифтовой долине на отрезке в 9 км около 60 построек высотой до 20 м	8.1	9.0	0.10	112.0	0.8	0.9
		север хр. Хуан-де-Фука, хр. Эндевор, 2400-2800	В осадочной толще 7 активных холмов, в поперечнике 400 м, высота 60м, скв. №856 вскрыла рудное тело до 95 м мощностью	0.42	3.56	0.06	4.6	0.14	0.18
	Восточно-Амери-канский	Галапагос-ский хр. рифтовая долина 2600	Залежь длиной 1000м, шириной до 150м, мощностью до 30 м	4.98	0.14	0.07	10.0	-	35.6
3. ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН									
Красномор-ско-Инд-океанский	Красно-морско-Аденский	Красномор-ский рифт 2150-2200	Впадина Атлантис 11, металлоносные рассолы мощностью более 10 м.	0.83	11.4	0.14	53.0	0.5	0.075
II. Регионы с высокоскоростным спредингом (<5 см/г)									
1. ТИХИЙ ОКЕАН									
Восточно-Тихоокеан-ский	Латино-Американ-ский	21° с.ш. ВТП 2600	25 кратеров с дымоходами до 10 м высотой в пределах рифтовой долины на отрезке в 7 км	0.81	32.3	0.32	157.0	-	0.025
		12° с.ш. 1600-2630	24 активных и 60 реликтовых построек на протяжении 20 км в осевом гребене	9.07	11.2	-	57.0	-	0.81
		20-22° с.ш. 2775-2950	Отдельные постройки и трубы высотой до 10 м в центральном гребене	7.0	12.0	0.05	-	-	0.58
III. Транзитали									
Западно-Тихо-океанский	Курило-Мариан-ский	Трог Окинава 1210-1610	Гидротермальные холмы в кальдере (высота 5 м)	2.7	23.7	7.20	239.0	10.0	0.55
		Дуга Идзу-Бонино 1530-1600	Постройка высотой 2-5 м	1.9	43.0	10.2	350.0	1.0	0.045
	Мелане-зийский	Бассейны Манус и Вурдлак 1630-1675	Активные и недействующие курильщики, высотой до 14 м	30.3	1.4	0.04	42.0	10.0	21.6
		Трог Лау 2720	Несколько гидротермальных полей, постройки (30-50м)x100м, высотой до 10 м	10.0	18.0	0.10	60.0	2.0	0.55

о.Науру (50 млн.т. при содержании P_2O_5 37-40% и о.Оушен (5 млн.т. при содержании P_2O_5 36-42%) в Тихом океане, о.Рождества (290 млн.т. при P_2O_5 23-37%) в Индийском океане, где ведется промышленная отработка [11]. Их генезис, ранее связывавшийся с залежами гуано и объяснявшийся инфильтрацией фосфатсодержащих растворов в подстилающий субстрат, ныне оспаривается. Предполагается, что "островные" фосфориты могли возникнуть в ходе осадконакопления в замкнутых лагунах [30].

Три сообщества: Fe-Mn оксидные образования; Cu-Zn-Pb сульфиды и металлоносные осадки; фосфориты - не слишком большое разнообразие твердых полезных ископаемых для Мирового океана, занимающего 2/3 поверхности планеты. Актуальной проблемой океанской металлогении является расширение спектра океанических рудных образований, прогноз их новых видов. Решение этого сложного вопроса лежит в области более детального изучения известных рудных районов, в первую очередь вулканически активных.

Второе направление состоит в анализе геолого-тектонических обстановок, ранее оставшихся вне пристального внимания. Имеются в виду океанические разломы и внутриокеанические желоба, многочисленные вулканические горы океана, так называемые "горячие" точки, которых выделено в океане более 50.

Третье направление связано с анализом рудно-геохимической специализации магматических комплексов океана [28], с эволюцией исходных толеитовых магм в ходе развития Мировой талассогенной системы. Наибольший интерес представляют заключительные фазы дифференциации основных магм при формировании интраокеанических поясов и талассид.

Четвертое направление, пока только намечающееся, состоит в анализе древнего структурного плана Мирового океана, в выявлении "теневых" структур и связанных с ними процессов рудогенеза в верхних частях современной океанической коры, т.е. тех элементов, которые составляют понятие "нелинейная" металлогения.

Еще одно направление прогноза рудогенерирующих процессов состоит в анализе истории развития океана. Оно базируется на концепции глобального проявления металлогенических эпох и циклов, уже хорошо изученных на континентах. В частности, для постсреднеюрского периода развития планеты можно говорить о существовании эпох интенсивного накопления марганца в олигоцене, медно-цинково-колчеданного рудообразования, на континентах связанного со спилит-кератофировыми толщами в начале геосинклинальных циклов в раннем и позднем мелу. Известно, что, несмотря на

асинхронность вспышек рудогенеза, можно наметить три эпохи его наиболее интенсивного проявления [18]: поздний триас - начало юры: поздний мел - ранний палеоген и неоген (в основном, миоцен). Логично предположить, что в Мировом океане, особенно в Тихом, эта временная металлогеническая зональность нашла определенное отражение.

Наконец, не все возможности исчерпаны в вопросе рудоносности осадочной толщи океана и уж совсем слабо изучен рудогенный потенциал пород третьего слоя океанической коры, представленного ультрабазитами и базитами, с которыми могут быть связаны собственно магматические Co-Ni сульфидные месторождения Норильского типа и платиноиды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. С.-Петербург: Недра, 1994. 190с.
2. Андреев С.И. Металлогения Мировой талассогенной системы. // Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. С.-Петербург, 1995. С.162-184.
3. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Черномордик А.Б. Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Мирового океана. Геофизика. Брно, 1990. 210 с.
4. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Корчаков О.Д. и др. Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. 174 с.
5. Базилевская Е.С. Железомарганцевые рудопоявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения). // Литология и полезные ископаемые, 1981, № 5. С.38-50.
6. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
7. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 325 с.
8. Безруков П.Л. (ред.) Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 300 с.
9. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 224 с.
10. Бортников Н.С., Лисицын А.П. Условия формирования современных сульфидных построек в зонах спрединга задуговых бассейнов Лау и Манус (Тихий океан) // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Петербург ВНИИОкеангеология, 1995. С. 158-174.
11. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.: Недра, 1984. 574 с.
12. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
13. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Модель образования и развития магматической камеры рифтовых зон СОХ. / Докл. РАН, 1993. Т.332, № 4, С.486-499.
14. Грамберг И.С., Александров П.А., Андреев С.И. и др.

- Вертикальная геохимическая зональность океанского осадочного рудообразования. // Геология морей и океанов. Доклады советских геологов на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, июнь 1989). Л.: Севморгеология, 1988. С. 49-53.
15. Грамберг И.С., Андреев С.И. Тектоника и рудогенез Мирового океана. // Тезисы докладов. Межвед. тектонический Комитет РАН. М., 1992. С. 10-12.
 16. Грамберг И.С. Эволюционный ряд современных океанов. // Региональная геология и металлогения. 1993, № 1. С.53-62.
 17. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Ред. И.О.Мурдмаа, Н.С.Скорнякова. М.: Наука, 1986. 343 с.
 18. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 230 с.
 19. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальная рудоносность Атлантики. // Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. С.-Петербург, 1995. С. 197-244.
 20. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. С.-Петербург: Недра, 1992. 277 с.
 21. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Батуев Б.Н. и др. Гидротермальная рудоносность Атлантики. // Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. С.-Петербург: ВНИИ Океангеология, 1995. С.197-244.
 22. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые// Ред. Д.В.Рундквист. Л.: Недра, 1986. 750 с.
 23. Михайлик Е.В. Железомарганцевые корки Западной Пацифики (морфология, минерально-геохимический состав и условия образования) /Автореферат канд. Дисс. Владивосток: ДВГИ РАН, 1993. 21 с.
 24. Объяснительная записка к "Карте твердых полезных ископаемых Мирового океана" и "Геоморфологической карте Мирового океана" (1:25 000 000). Л., 1991. 68с.
 25. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга океана. М.: Мир, 1986. 159 с.
 26. Скорнякова Н.С. Океанские железомарганцевые конкреции (закономерности распространения и состав) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г.-м.н. в форме доклада. М.: ИОАН СССР, 1989. 68 с.
 27. Скорнякова Н.С. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. 240 с.
 28. Старицына Г.Н., Табунов С.М. Геохимическая специализация океанических толеитовых базальтов. // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. С.-Петербург: ВНИИ Океангеология, 1993. С.90-97.
 29. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана // Ред. О.Д.Корсаков. Л.: Недра, 1987. 259 с.
 30. Школьник Э.Л., Батурин Г.Н., Жегало Е.А. О структуре фосфоритов о.Науру. // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 136-140.
 31. Steinman G. Die ophiolitischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge//Congr. Geol. Intern. & Compt. & Rend, 14 e Madrid. 1926 V. 2. PP. 636-638
 32. Usui A., Iizasa K., Tanahashi M. Marine polymetallic mineral deposits in the vicinity of the Japanese Islands, North-western Pacific. Tokyo, 1994. 1p.

Поступила в редакцию 24 марта 1997 г.

S.I.Andreev

Ore genesis of the World Ocean

The paper is devoted to three main oceanic kinds of hard minerals: Fe-Mn assemblages; deep-sea polymetallic sulfides + metal-bearing sediments, ore-bearing muds and brines; and phosphorites. Their geological and tectonic position in the megastructure of the World Ocean, geochemical specialization, and mechanisms of their formation are considered. Directions of search are suggested for new kinds of hard minerals in the "hot spot" and volcanic rise area, and in connection with "shadow structures", in the sedimentary cover and in the third layer of oceanic crust. The paper is illustrated by the map of hard mineral distribution in the Ocean, and by tables which present chemical composition of Fe-Mn and sulfide assemblages of the Ocean.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА ХИСИКАРИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ РОССИИ

С.М.Родионов, А.И.Ханчук***

**Дальневосточный институт минерального сырья г.Хабаровск*

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

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Хисикари, открытое в 1981 году в южной части о-ва Кюсю, Япония, является в настоящее время одним из крупнейших месторождений золота западной Пацифики. Рудные тела месторождения имеют преимущественно кварц-адуляровый состав и залегают на глубинах более 100м, в зоне структурного несогласия между четвертичными вулканитами и меловыми осадками. Открытию месторождения способствовало разное сочетание детальных геолого-минералогических исследований и крупномасштабной геофизической съёмки с последующим поисковым бурением. Многие золоторудные районы в вулcano-плутонических поясах Востока России обладают реальными перспективами выявления подобных месторождений.

Эпитермальные месторождения золота прочно занимают одно из ведущих мест среди промышленных месторождений мира. В последние годы интерес геологической практики к данному типу месторождений золота вновь возрос, причиной чему послужило открытие в Японии на о-ве Кюсю крупного по запасам и уникального по концентрации металла месторождения Хисикари. Месторождение открыто в 1981 году по результатам крупномасштабной геологической и геофизической съёмок и поискового разбуривания геофизических аномалий. Последовавшая затем разработка месторождения сделала его одним из главных золотых месторождений западной Пацифики. Продукция с июля 1985 г. по декабрь 1988 г. составила 21,7 тонн Au и 14,3 тонны Ag. Подсчитанные запасы руды составляют 1,4 млн тонн при среднем содержании Au 70г/т (98 тонн содержащегося в руде золота) в рудной зоне Хонко и приблизительно 2 млн тонн при содержании 20-25г/т Au в рудной зоне Ямада [8].

Геологическая обстановка нахождения этого рудного объекта и особенности его внутреннего строения дают основания предполагать возможность выявления подобных объектов в вулканических зонах Восточной окраины России.

Месторождение Хисикари принадлежит обширной группе эпитермальных месторождений золота, формирующихся на небольших глубинах (до 1-2 км) в температурном интервале от <150 до 300°C в пределах островодужных или континентальных вулcano-плутонических дуг, ассоциирующих с зонами субдукции.

В различных классификациях месторождений золота, развиваемых отечественными геологами, эта группа рудных объектов рассматривается в составе различных таксономических единиц под названиями малоглубинных, близповерхностных, вулcanoген-

ных, золото-серебряных и т.д., тогда как термину “эпитермальные месторождения” придается условное значение [2]. Роль этого термина как классификационного таксона, сохранилась в систематиках, используемых большинством иностранных геологов [9]. Основные черты геологического строения, минерализации и генезиса эпитермальных месторождений золота рассмотрены в работе [6].

Рассматриваемые месторождения, располагаясь преимущественно в вулcano-плутонических дугах, тяготеют к их тыловым частям в пределах 100 км от активного вулканического фронта. Гидротермальная деятельность, продуцирующая золотую минерализацию, проявляется примерно 0,5 млн лет после инициального вулканизма в каждом вулканическом центре. Рудные тела месторождений локализуются преимущественно в вулканическом чехле, реже - в породах основания в непосредственной близости от границы раздела. Ассоциирующие изверженные породы обычно представлены субаэральными вулканитами магнетитовой серии известково-щелочного андезит-дацит-риолитового состава, но иногда могут встречаться шошонитовые или Na-щелочные изверженные породы. Последнее характерно для зрелых (мощность коры >20 км) интраокеанических дуг и континентальных регионов. Возраст месторождений варьирует от раннемелового до позднемелового.

Эпитермальные месторождения золота разделяются на две основные подгруппы - малосульфидные и многосульфидные, различающиеся по текстурам и минеральному составу руд, зональности метасоматитов и другим признакам (табл. 1), что является результатом их формирования флюидами отчетливо различного химического состава в контрастирующей вулканической обстановке.

Таблица 1. Отличительные черты мало- и многосульфидных эпитермальных месторождений золота (по [6] с дополнениями).

Характеристика	Месторождения	
	Малосульфидные	Многосульфидные
Форма рудных тел	Преобладают жилы заполнения, обычные штокверки; вкрапленная минерализация, руды замещения редки	Преобладает вкрапленная минерализация, обычные руды замещения; штокверки и жилы редки
Текстуры пород	Жильно-прожилковая, полосчатая, коломорфная, друзовидная, брекчиевая	Массивная, пятнистая, вкрапленная, брекчиевая, прожилковая
Главные рудные минералы	Пирит, электрум, золото, сфалерит, галенит (арсенопирит)	Пирит, энаргит, халькопирит, теннантит, ковеллин, золото
Жильные минералы	Кварц, халцедон, кальцит, адуляр, иллит, карбонаты	Кварц, алунит, барит, каолинит, пиррофиллит
Металлы	Au, Ag, Zn, Pb (Cu, Sb, As, Hg, Se)	Cu, Au, Ag, As (Pb, Hg, Sb, Ne, Sn, Mo, Bi)
	Минералы зон изменения:	
внутри	сметтит, иллит/сметтит ± адуляр	ноздреватый кварц, каолинит, алунит
промежуточной	альбит, хлорит, эпидот, кальцит, смектит	иллит, смектит, альбит, хлорит, эпидот, кальцит
внешней	Каолинит ± смектит, кристобалит + каолинит + алунит	

При более детальном анализе особенностей эпитермальных месторождений золота внутри названных подгрупп могут быть выделены несколько типов (табл. 2).

Для определения типовой принадлежности месторождения Хисикари необходимо рассмотреть детали его строения. Приводимая ниже характеристика месторождения базируется на данных [6,8] и результатах экскурсионного ознакомления одного из авторов с данным объектом в 1996г.

Месторождение Хисикари (32°00'с.ш., 130°41' в.д.) расположено в северо-восточной части района Хокусатсу, префектура Кагосима, Кюсю, в 40 км к северу от города Кагосима. Портал шахты находится на отметке 265м над уровнем моря. Местность характеризуется гипсометрическими отметками от 200 до 600 м и включает густо залесенные холмистые области, разделенные небольшими долинами, в которых возделываются главным образом рисовые поля. Температура воздуха меняется от минимальной -7°С до максимальной +35°С. Осадков в виде дождя выпадает в среднем 2500 мм в год.

В тектоническом отношении месторождение находится примерно в 40 км к западу от современного вулканического фронта и около 150 км южнее Средней Тектонической Линии (зона Рёке), разделяю-

щей юго-западную Японию на Внутреннюю провинцию преимущественного развития магматизма магнетитовой серии и Внешнюю провинцию преимущественного развития магматизма ильменитовой серии [1,5,7] (рис.1).

Рудоносная площадь находится непосредственно к западу от кальдеры Какуто, части грабена Кагосима, в которой расположен активный вулкан Кири-сима. В ее геологическом строении принимают участие осадочные породы мелового возраста (супергруппа Симанто), четвертичные вулканические породы и аллювиальные отложения (рис.1).

Породы супергруппы Симанто в районе месторождения не выходят на поверхность, залегая на глубинах 100-200м и более. Они включают сланцы, песчаники и их измененные разности, сопровождаемые небольшим количеством туфогенного материала и кремней. Сланцы и песчаники состоят из кварца, альбита, железистого хлорита и серицита с небольшими количествами кальцита, пирита и карбонатного материала. Породы подвержены региональному метаморфизму низких степеней (пренил-пумпеллиитовой фации). Фаунистически породы не охарактеризованы и их меловой возраст предполагается по аналогии с подобными породами в других районах о-ва Кюсю.

Таблица 2. Общие характеристики эпитермальных месторождений золота (по D.L.Mosier et al., 1986 [10-12]; B.R.Berger, 1986 [4] с изменениями)

Характеристика	ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА			
	Многосульфидные		Малосульфидные	
	Адуляр- полиметаллический (тип Крид)	Кварц- алунитовый (энаргитовый) тип	Кварц -адулярный (тип Комсток)	Кварц- адулярный (тип Садо)
1	2	3	4	5
Геотектоническое положение	Зоны древнего континентального шельфа с эвапоритовыми бассейнами или быстро поднятые островные дуги.	Окраннно-континентальные вулканические сооружения или зоны интрузивной активности с эвапоритами в основании.	Зоны известково-щелочного или бимодального вулканизма и связанные с ним геотермальные системы на осадочном или метаморфическом фундаменте	Зоны известково-щелочного и бимодального вулканизма и ассоциирующие интрузивные образования на мощном более древнем вулканическом или интрузивном (батолиты) фундаменте
Структуры локализации	Сквозные системы трещин; главные нормальные сбросы; разломы, связанные с куполами или кальдерами; кольцевые разломные зоны	Сквозные системы трещин; "замки" грабенов; кольцевые трещинные зоны; сбросы; трещины, связанные с куполообразованием, свиты трещин.	Сквозные системы трещин; главные нормальные сбросы; трещины, связанные с куполообразованием; зоны кольцевых трещин; трещины отдельности.	Сквозные трещинные системы; главные нормальные сбросы; трещины, связанные с куполообразованием; кольцевые трещинные зоны.
Вмещающие породы	Известково-щелочные или бимодальные вулканы: андезиты, дациты, кварцевые латиты, риодациты, риолиты и ассоциирующие осадочные породы. Довулканический фундамент включает эвапориты или породы с захороненной морской водой.	Вулканы: дациты, кварцевые латиты, Гипабиссальные интрузии кислого или средне кислого состава в центральной части купольных структур.	Вулканы (андезиты, дациты, кварцевые латиты, риодациты, риолиты) и ассоциирующие осадочные породы.	Известково-щелочные или бимодальные вулканы: андезиты, дациты, кварцевые латиты, риодациты, риолиты и ассоциирующие осадочные образования.
Возраст	Кайнозойский (29-4 млн лет)	Преимущественно кайнозойский.	Главным образом кайнозойский	Преимущественно кайнозойский
Минералогия руд	Галенит + сфалерит + халькопирит + пирит + сульфосоли меди и серебра ± золото ± теллуриды ± борнит ± арсенопирит. Кварц + хлорит + кальцит ± родохрозит + барит ± флюорит ± сидерит ± анкерит ± серицит ± адуляр ± каолинит. Могут присутствовать спекулярит и алунит.	Самородное золото + энаргит + пирит + Ag-содержащие сульфосоли ± халькопирит ± борнит ± теллуриды благородных металлов ± галенит ± сфалерит ± гюбнерит. Может присутствовать фаза гипогенного окисления с халькозином + ковеллином + ллоцитом и самородной серой.	Аргентит + золото или электрум ± сульфосоли Ag ± науманнит. Галенит, сфалерит, халькопирит, теллуриды, гематит и арсенопирит – второстепенные или редкие. Жильные: кварц + пирит ± адуляр ± кальцит ± серицит ± хлорит. Барит, флюорит, родохрозит, каолинит и монтмориллонит редки.	Au ± аргентит ± электрум + халькопирит. Второстепенные -теллуриды и сульфосоли, редкие -галенит и сфалерит. Жильные: кварц + пирит ± адуляр ± кальцит. Халцедон, адуляр, каолинит, родохрозит, хлорит, серицит и барит являются второстепенными или редкими.
Форма рудных тел, текстуры руд	Полосчатые жилы, заполнение открытых полостей, пластинчатый кварц, штокверки, коломорфные текстуры.	Жилы; брекчиевые трубы; чечевицеобразные залежи; минерализованные дайки; жилы замещения часто пористые, кавернозные, с гребенчатой текстурой и крустификационной полосчатостью.	Полосчатые жилы; выполнение открытых полостей; пластинчатый кварц; штокверки.	Ленточные (полосчатые) жилы; жилы заполнения; пластинчатый (полосчатый) кварц; штокверки; брекчиевые трубы.

1	2	3	4	5
Гидротермальные изменения вмещающих пород	Сверху вниз: Кварц ± каолинит + монтмориллонит ± цеолиты ± барит ± кальцит. Кварц + иллит; Кварц + адуляр ± иллит; Кварц + хлорит; Адуляр в различных количествах.	Ранняя высокотемпературная ассоциация по массе пород и в виде жил: кварц + алунит + пиррофиллит ± корунд ± диаспор ± андалузит ± цуннит; Промежуточная зона: кварц + алунит + каолинит + монтмориллонит; Внешняя зона: хлорит + кальцит	Сверху вниз: Кварц + каолинит + монтмориллонит ± цеолиты ± барит ± кальцит. Кварц + иллит; Кварц + адуляр ± иллит. Кварц + хлорит. Адуляр присутствует в различных количествах.	Зональная силицификация: кварц + каолинит + монтмориллонит ± алунит; во внешней зоне - пропилитовые изменения хлорит - кальцитового состава.
Рудный контроль	Прямолинейные или сетчатые трещинные системы. Рудные столбы - в местах изменения простирания или падения жил, на пересечениях жил, в их висячих боках.	Сквозные трещины, центры интрузивной активности. Верхние и периферические части медно-порфировых систем.	Прямолинейные или сетчатые трещинные системы, центры интрузивной активности. Висячий бок жильных систем наиболее благоприятный.	Сквозные трещинные системы; главные нормальные сбросы; трещины, связанные с куполообразованием; кольцевые трещинные зоны.
Зона супергенеза	Обесцвеченные вмещающие породы, гётит, ярозит, алунит.	Обильный желтый лимонит, ярозит, гётит, белая аргиллизация с каолинитом, жилы тонкозернистого белого алунита, гематит.	Обесцвеченные вмещающие породы, лимонит, ярозит, гётит, аргиллизация с каолинитом.	Осветленные окружающие породы, лимонит, гётит, ярозит, алунит; аргиллизация с каолинитом.
Геохимические особенности	Au + As + Sb + Hg; Au + Ag + Pb + Zn + Cu; Ag + Pb + Zn, Cu + Pb + Zn. Могут присутствовать W + Bi.	В верхней части системы: Au + As + Cu; увеличение доли Cu, Pb, Zn с глубиной. Могут присутствовать Te и W.	Au + As + Sb + Hg или Au + As + Cu; Au + Ag + Cu; Au + Ag + Pb + Cu; Также присутствуют Te и W	Au + Ag; Au + Ag + Cu
Ассоциирующие месторождения	Россыпи Au; эпигермальные кварц - алунитовые с Au; Pb-Zn типа "замещения"	Медно-порфировые; Pb -Zn типа "замещения"; Cu-As-Sb в вулканитах; пиррофиллитовые, гидротермально-глинистые и алунитовые месторождения.	Россыпи Au и эпигермальные кварц - алунитовые золотые	Россыпи Au и кварц- алунитовые золотые
Примеры	Крид (США), Пачука (Мексика), Касапалка (Перу), Хосокура (Япония) и др.	Касуга (Япония), Эль-Индио (Чили), Саммитвилл (США) и др.	Комсток (США), Долорес (Мексика), Охито, Тоя (Япония) и др.	Такено, Садо (Япония), Гуадалупе, Калво (Мексика), Брюнер, Вингерс (США)

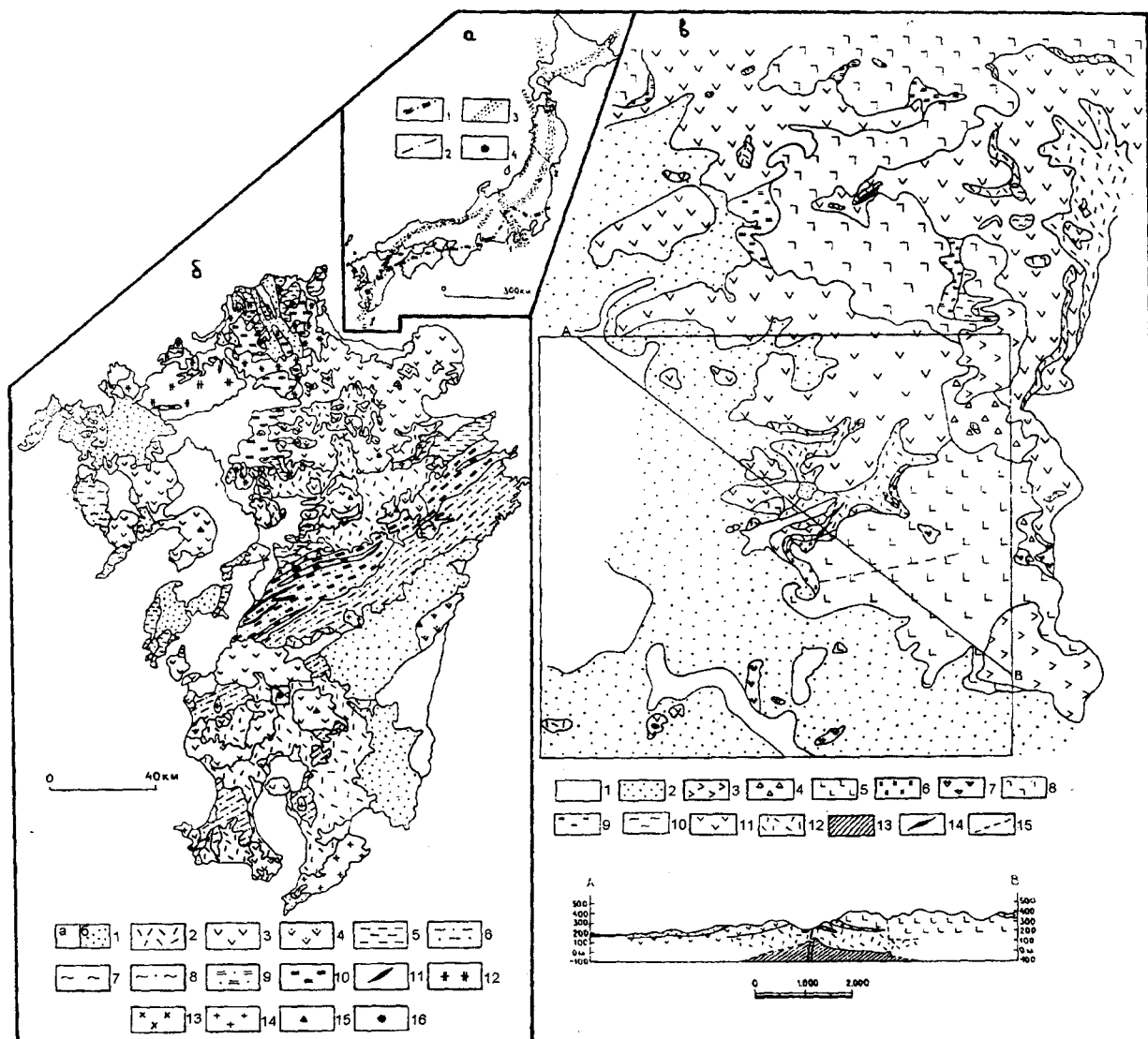


Рис. 1. Геотектоническое положение и геологическое строение месторождения Хисикари

1а - Тектоническая схема Японии (по [1,7]): 1 - главная тектоническая линия юго-западной Японии (зона Рёке); 2 - поперечные тектонические линии (1 - Итоигава-Шизуока, 2 - Чокаи-Матсусима); 3 - зоны четвертичной и современной вулканической активности; 4 - месторождение Хисикари. 1б - Схематическая геологическая карта о-ва Кюсю (по [5] с упрощениями): 1 - современные (а) плейстоцен-голоценовые (б) аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские отложения; 2-3 - плейстоцен-голоценовые вулканические породы: 2 - риолиты, дациты, трахиты; 3 - андезиты, базальты; 4 - миоцен-плиоценовые вулканиты (риолит-базальтовая серия); 5-6 - меловые осадочные породы: 5 - морские и континентальные неразделенные; 6 - морские, аккреционный комплекс; 7-8 - меловые метаморфические породы: 7 - гнейсы и слюдяные сланцы (метаморфический комплекс Рёке), 8 - кристаллические сланцы и филлиты (метаморфические комплексы Самбагава и Нагасаки); 9 - юрско-раннемеловые морские осадочные породы, аккреционный комплекс; 10 - карбон-юрские морские осадочные породы, а также кристаллические сланцы и филлиты (метаморфические комплексы пограничных поясов Сангун и Хида); 11 - силур-девонские осадочные и метаморфические породы; 12-14 - гранитоиды: 12 - поздний мел-раннепалеогеновые, включая габбро, диориты и гранит-порфиры; 13 - раннемеловые, включая габбро и диориты (древние гранитоиды Рёке); 14 - юрско-меловые, включая габбро и диориты (гранитоиды Китаками); 15 - четвертичные и современные вулканы; 16 - месторождение Хисикари. 1в - Геологическая карта района месторождения Хисикари и разрез по линии А-В (по [8]): 1-13 - Четвертичные отложения: 1 - Голоцен. Аллювиальные отложения и пирокластические покровные отложения группы Какуто (0,3 млн. лет); 2-12 - Плейстоцен: 2 - Пирокластические отложения. Кислые пемзовые потоки и спекшиеся туфы. 3-4 - Верхние андезиты группы Хисикари: 3 - гиперстен-авгитовые андезиты, 4 - андезитовые пирокласты; 5-6 - Дациты группы Сисимано: 5 - биотит-роговообманковые дациты, 6 - дацитовые пирокласты; 7 - Средние андезиты группы Хисикари: гиперстен-авгитовые андезиты. 8-10 - Дациты группы Курозансан: 8 - гиперстен-авгит-содержащие биотит-роговообманковые дациты, 9 - дацитовые пирокласты, 10 - спекшиеся туфы; 11-12 - Нижние андезиты группы Хисикари: 11 - гиперстен-авгитовые андезиты, 12 - андезитовые пирокласты и вулканические конгломераты; 13 - Меловые отложения. Супергруппа Симанто. Сланцы и песчаники; 14 - кварцевые жилы; 15 - разломы (предполагаемые). Квадратом показана площадь рудного поля месторождения.

По геофизическим данным, результатам бурения и подземных горных выработок, поверхность супергруппы Симанто в районе месторождения состоит из серии пиков и хребтов, которые разделены небольшими долинами (рис. 2). Этот рельеф поверхности основания подобен современной топографии местности и, вероятно, является палеоперфорацией, существовавшей перед извержением четвертичных вулканов.

Вулканы слагают несколько различных по составу и возрасту пачек пород. Они представлены (снизу вверх) нижними андезитами Хисикари, дацитами Курозансан, средними андезитами Хисикари, дацитами Сисимано и верхними андезитами Хисикари. Химические составы названных пород приведены в таблице 3.

Первая пачка (нижние андезиты Хисикари) ($0,95 \pm 0,08 - 1,78 \pm 0,15$ млн лет) представлена гиперстен-авгитовыми андезитовыми лавами (верхняя часть разреза) и андезитовыми пирокластами с тонкими лавовыми прослоями (нижняя часть разреза); иногда присутствуют озерные отложения. Лавы содержат

фенокристаллы плагиоклаза (An_{45-60}), авгита и гиперстена, которые встречаются в основной массе, состоящей из светло-коричневого стекла, рассеянных лейст плагиоклаза и зерен авгита и гиперстена. Андезитовые пирокласты варьируют от тонких туфов до вулканических брекчий и характеризуются плохой отсортированностью. Обломки в них представлены вулканическими породами андезитового состава, за исключением части разреза непосредственно над поверхностью несогласия, где обломки иногда представлены сланцами и небольшим количеством песчаников. Присутствуют несколько тонких слоёв реликтовых почв, содержащих гематит, редкие углефицированные древесные стволы и углеродистый материал растений.

Вторая пачка (дациты Курозансан) ($0,95 \pm 0,09 - 1,56 \pm 0,2$ млн лет) перекрывает нижние андезиты Хисикари в северной части площади. Она состоит из гиперстен-авгит-содержащих биотит-роговообманковых дацитовых лав и небольшого количества спекшихся и пемзовых туфов в основании разреза. Текстура дацитов различная, но типичная характеризуется

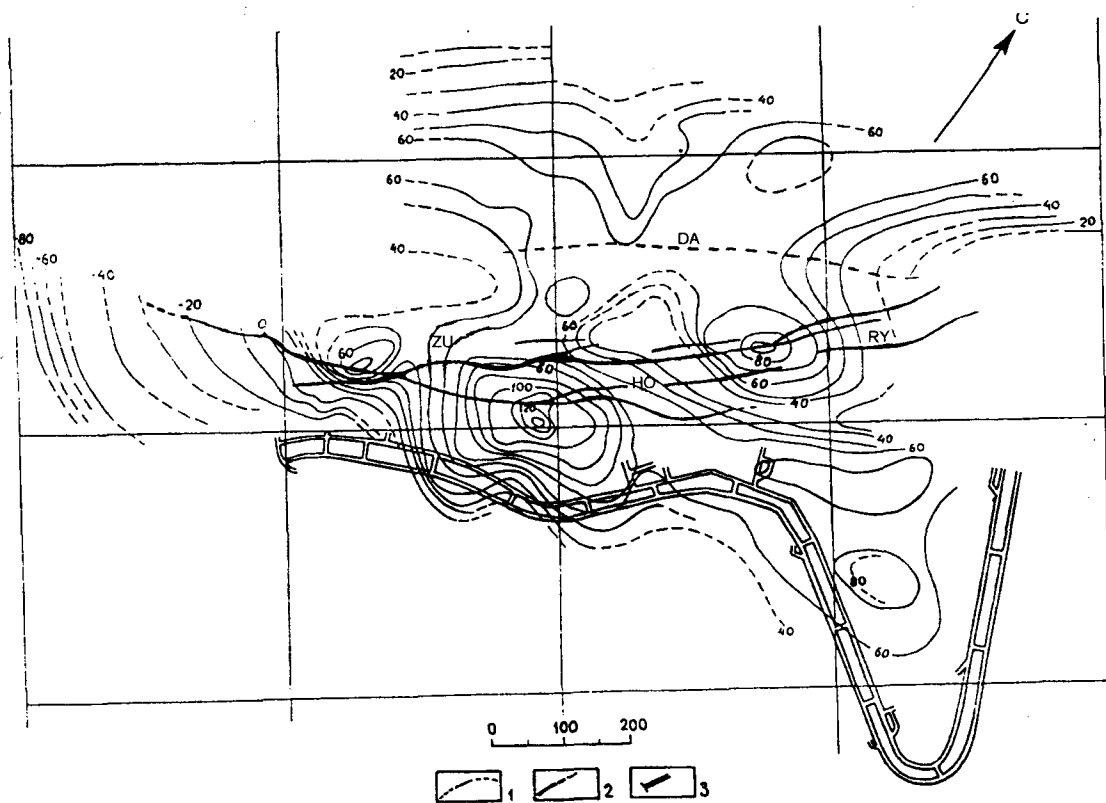


Рис. 2. Гипсометрия поверхности Супергруппы Симанто, основанная на данных бурения и подземных горных выработок (по [8])

1 - изогипсы в метрах; 2 - положение жильной системы Хонко на горизонте 40 м, аббревиатура включает: HO - жильная группа Хосен, ZU - жильная группа Зюйсен, RY - жильная группа Риосен, DA - жильная группа Дайсен; 3 - проекция на горизонтальную плоскость наклонных горных выработок. Горизонтальные линии сетки параллельны общему простиранию жил (СВ-50).

Таблица 3. Химические составы вулканитов [8]

Пачки пород (Вес.%)	Нижние андезиты Хисикари		Дациты Курозансан		Средние андезиты Хисикари	Дациты Сисимано		Верхние андезиты Хисикари
SiO ₂	61.9	62.75	71.1	69.71	61.4	70.2	69.68	60.3
TiO ₂	0.62	0.65	0.43	0.41	0.54	0.30	0.35	0.56
Al ₂ O ₃	16.21	16.27	14.25	14.67	16.56	15.18	15.54	15.53
Fe ₂ O ₃	6.91 ^a	6.49 ^a	3.22 ^a	3.15 ^a	7.26 ^a	1.93 ^a	1.78	7.21 ^a
FeO	-	-	-	-	-	-	0.33	-
MnO	0.12	0.11	0.16	0.09	0.06	<0.01	0.05	0.13
MgO	2.47	2.46	0.62	0.62	2.98	0.32	0.34	3.16
CaO	4.33	5.59	2.61	2.63	5.97	2.04	2.15	6.51
Na ₂ O	2.42	3.13	3.55	3.85	3.13	3.70	3.38	2.66
K ₂ O	2.35	2.23	3.19	2.98	2.20	3.81	3.34	2.09
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.16	0.10	0.54	0.05	0.04	0.07
H ₂ O ⁺	2.29 ^b	0.80	0.77 ^b	0.65	0.82 ^b	1.23 ^b	1.46	0.84 ^b
(г/г)								
Be	<0.5	-	1.5	-	<0.5	<0.5	-	<0.5
Rb	-	75	-	121	-	-	155	-
Sr	174	355	225	261	289	171	261	265
Ba	355	260	470	620	350	625	590	335
V	135	-	26	-	177	20	-	160
Cr	36	-	25	-	100	25	-	45
Co	11	-	3	-	16	3	-	15
Ni	9	-	4	-	11	<1	-	14
Cu	35	-	10	-	41	15	-	81
Zn	53	67	43	57	54	29	38	53
Pb	12	-	10	-	6	20	-	16
As	2	<10	3	<10	2	3	<10	3
Sb	0.1	-	0.4	-	0.2	0.2	-	0.2
Ag	0.4	-	<0.2	-	0.4	<0.2	-	0.4
Au ^c	16	-	<1	-	<1	8	-	<1
Hg	30	-	50	-	20	20	-	50

Примечание. ^a - общее Fe как Fe₂O₃; ^b - потери при прокаливании; - не определялось; ^c - x10⁻³;

относительным обилием полевошпатовых фенокристаллов; слоистость потоков редка. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (An₂₅₋₅₅), роговой обманкой, гиперстеном, авгитом и биотитом. Основная масса состоит из стекла и рассеянных лейст плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

Породы третьей пачки (средние андезиты Хисикари) (0,78 ± 0,08 – 0,79 ± 0,12 млн лет) перекрывают нижние андезиты Хисикари и сами перекрываются дацитами Сисимано. Они состоят главным образом из гиперстен-авгитовых андезитовых лав и туфов. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (An₄₅₋₅₀), авгитом, гиперстеном и оливином. Основная масса со-

стоит из стекла, плагиоклазовых лейст и зерен авгита и гиперстена.

Породы четвертой пачки (дациты Сисимано) (0,66 ± 0,04 – 1,1 ± 0,1 млн лет) представлены биотит-роговообманковыми дацитами с их пирокластическими эквивалентами в основании. Дациты типично порфиоровые с фенокристаллами плагиоклаза (An₃₀₋₃₅), роговой обманки и биотита в стекловатой основной массе. В некоторых местах они являются афировыми и имеют слоистость потоков.

Пятая пачка (верхние андезиты Хисикари) (0,51 ± 0,06 – 0,58 ± 0,1 млн лет) распространена за пределами месторождения, перекрывая дациты Сисимано.

Она представлена потоками гиперстен-авгитовых андезитовых лав и слоями пирокластических разностей. Фенокристаллы андезитов сложены плагиоклазом ($Ап_{50-55}$), авгитом, гиперстеном и оливином в стекловатой основной массе.

Венчают вулканогенный разрез современные (0,02 - 0,3 млн лет) пемзовые и пирокластические потоки мощностью до 70 м, заполняющие топографические депрессии ниже горизонта 250м.

Собственно месторождение Хисикари представлено тремя жильными системами - Хонко, Ямада и Санджин, первая из которых наиболее изучена. Она состоит из нескольких главных жильных групп (Хосен, Зюйсен, Риосен, Дайсен) и многочисленных прожилков, развитых на площади 1100м x 200м. Жилы простираются в северо-восточном направлении (50-55°) при протяженности от 80 до 450м и круто падают на север (75-90°), характеризуясь вертикальным размахом от 75 до 160м. Средние мощности жил колеблются в пределах 0,16 - 3,92м (максимум 8м).

Жилы залегают преимущественно в осадочных породах супергруппы Симанто, выходя иногда своими верхними частями в нижние андезиты Хисикари (рис. 3). Наиболее богатые рудные столбы локализуются между абсолютными отметками от 130м до -20м, приурочиваясь к зоне структурного несогласия или непосредственно под ней (рис. 4).

Жилы состоят главным образом из кварца (часто - пластинчатого), адуляра, глинистых минералов и, местами, небольшого количества карбоната (кальцит и $Mn-Fe-Ca$ карбонат), гипса, трукоттита (бедные щелочами и богатые щелочами разности), ксонотлита, вайракита и лаумантита. Более 90% глинистых минералов представлены смектитом, с небольшим количеством серицита, хлорита и каолинита. Основные рудные минералы представлены электрумом, науманит-агвиларитом, пираргиритом, халькопиритом, пиритом и марказитом, с небольшим количеством сфалерита, галенита, стибнита, тетраэдрита, мияргирита, гессита (?), $Ag-Au$ селенида, акантита, Cd -сульфида (гринокит или хаулеит) и гематита.

Адуляр - наиболее распространенный с кварцем минерал. Главные жилы на 70% состоят из кварца и на 30% - из адуляра, а местами последний более обилен, чем первый. Адуляр встречается в виде идиоморфных раздробленных кристаллов, взаимнопрорастающих с кварцем, или в тонко-зернистом глинистом агрегате кварца и смектита или каолинита. Жилы, содержащие обильный адуляр, обычно более обогащены Au и Ag , чем богатые кварцем жилы.

Электрум обычно встречается в серых или чёрных "слоях" или гнездах и в обогащенных глинистым материалом частях жил. Наблюдается несколько стадий отложения электрума. Электрум часто ассоциирует с халькопиритом или встречается в виде изолиро-

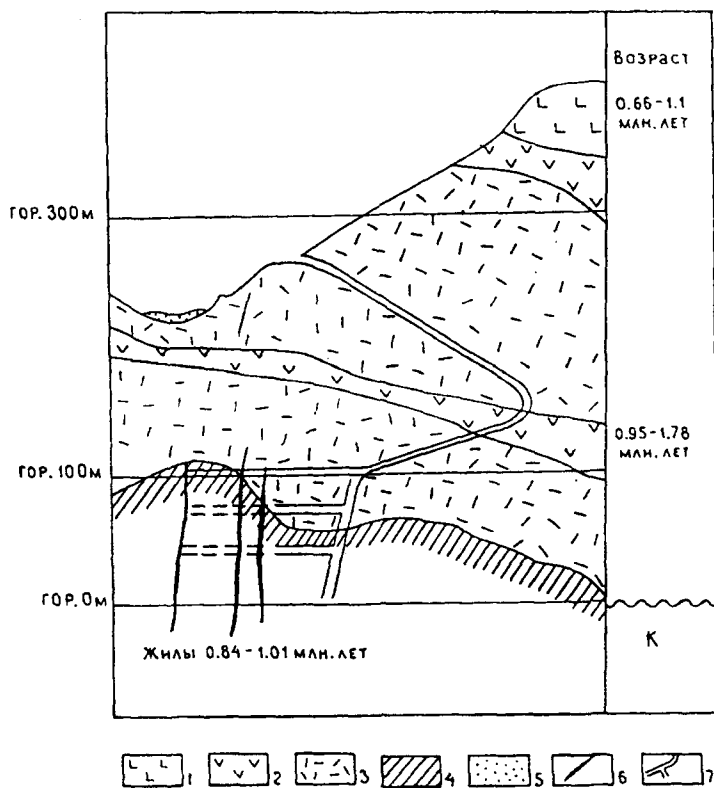
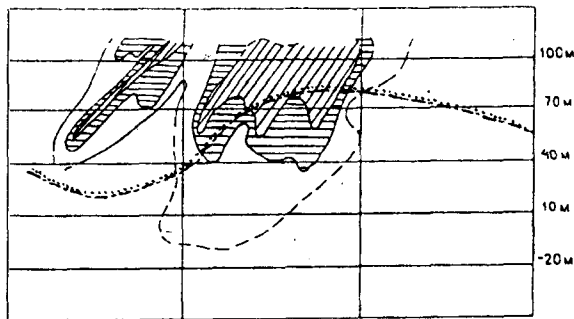
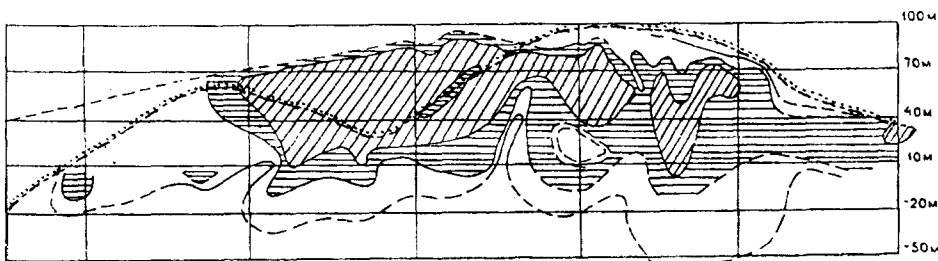


Рис. 3. Схематический разрез в северо-западном направлении через месторождение Хисикари (по [8])

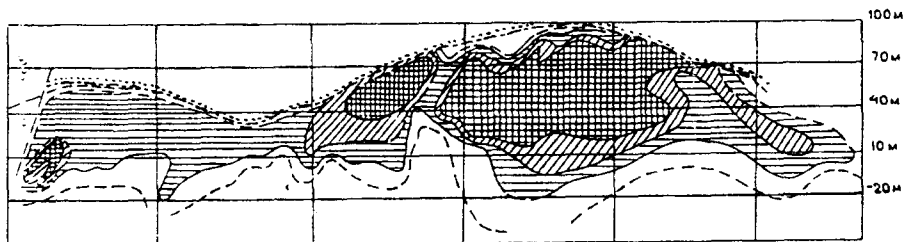
1 - биотит-роговообманковые дациты (дациты группы Сисимано); 2-3 - нижние андезиты группы Хисикари; 2 - гиперстен-авгитовые андезиты, 3 - андезитовые пирокласты и вулканические конгломераты; 4 - сланцы и песчаники супергруппы Симанто; 5 - аллювий; 6 - жильные тела; 7 - горные выработки



а



б



в

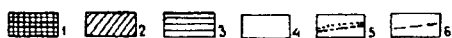


Рис. 4. Распределение золота в жилах (проекция на продольную вертикальную плоскость по направлению СВ-50) (по [8])

а) - жила N2 группы Риосен, б) - жила N1 группы Зюйсен, в) - жила N2 группы Хонко. 1-4 - метро-грамм на тонну золота в жилах от максимального (при содержаниях Au = 100 г/т) - 1, до минимального (при содержаниях Au > 4г/т) - 4; 5 - граница несогласия между меловыми осадочными породами супергруппы Симанто и четвертичными нижними андезитами группы Хисикари; 6 - нижняя граница распространения руд с содержаниями Au > 4г/т и верхняя граница выклинивания жил. Расстояние между вертикальными сечениями - 100 м.

ванных зерен в кварце. В экстремально богатых жилах полосы электрума встречаются между ранними кварц-адуляровыми и поздними смектит-кварцевыми полосами. Размер зерен электрума обычно варьирует от менее чем 1μм до 25μм, в среднем 10μм, и редко превышает 100μм. Электрум содержит 66-81 вес.% Au (в среднем 70 вес.%). Электрум с повышенными содержаниями золота чаще встречается на верхних горизонтах жил. Часто электрум входит в состав "серебряной черни" (гингуро), включающей также халькопирит, науманнит, галенит, пирит и марказит с небольшим количеством акантита, агвиларита, тетраэдрита, гринокита (или хаулеита), Au-Ag селенида, гессита (?), пираргирита и миаргирита. Гингуро встречается преимущественно на верхних горизонтах во внешних частях жил и, по-видимому, представляет наиболее раннюю стадию минерализации.

По сравнению с верхними частями жильных систем, электрум и сульфиды менее обильны и более тонкозернисты в средних частях и на более глубоких уровнях. Количество серебряных минералов увеличи-

вается с глубиной, тогда как содержание серебра в электруме незначительно падает на глубоких горизонтах. Другие минералогические изменения с глубиной включают увеличение содержания селена в науманните и уменьшение железистой составляющей в сфалерите.

Стибнит, тонко-зернистый пирит и/или пираргирит встречаются в прожилках, друзах и трещинах в жилах на более высоких горизонтах, указывая на их отложение в течение наиболее поздней стадии минерализации.

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце, адуляре и кальците указывают, что температуры золотоотложения были около 210°C в нижних и центральных частях жил среди осадочных пород основания (на абсолютных отметках около 25м) и менее чем 200°C в верхних частях жил среди вулканических пород (на абсолютных отметках около 100м). Отложение безрудного кварца и кальцита продолжалось в течение затухающих стадий гидротермальной системы Хисикари до температур менее 90°C.

Возраст рудной минерализации, на основании К-Аг анализов адуляр-содержащих руд и палеомагнитных данных, определен как плейстоценовый - от $0,84 \pm 0,07$ до $1,01 \pm 0,08$ млн лет. Эти данные указывают, что основная золото-серебряная минерализация Хисикари тесно связана во времени с наиболее поздней стадией вулканической активности нижних андезитов Хисикари и перекрывается ранней стадией извержения дацитов Сисимано.

Гидротермально измененные вулканогенные породы месторождения образуют четыре минералогические зоны (рис. 5). Внутренняя и наиболее глубоко расположенная хлорит-серицитовая зона характеризуется постоянным присутствием хлорита с небольшим количеством серицита. Типичная минеральная ассоциация представлена кварцем, хлоритом, адуля-

ром, кальцитом и плагиоклазом, с небольшим количеством взаимопрорастающих хлорита и смектита или серицита и смектита. Эта зона является основной зоной изменений, ассоциирующих с наиболее богатой золотой минерализацией.

Промежуточная зона глинистых минералов характеризуется присутствием взаимопрорастающих хлорита и смектита и/или серицита и смектита. Обычно присутствуют также новообразованные кварц, адуляр, кальцит и лаumontит. Присутствие кварца со смектитом и/или каолиновыми минералами, а также отсутствие хлорита, серицита и глинистых минералов определяет кварц-смектитовую зону. Зона глинистых минералов и зона кварц-смектитовых изменений обрамляют минерализованный центр и образуют почти горизонтальный "пласт" интенсивной аргиллизации,

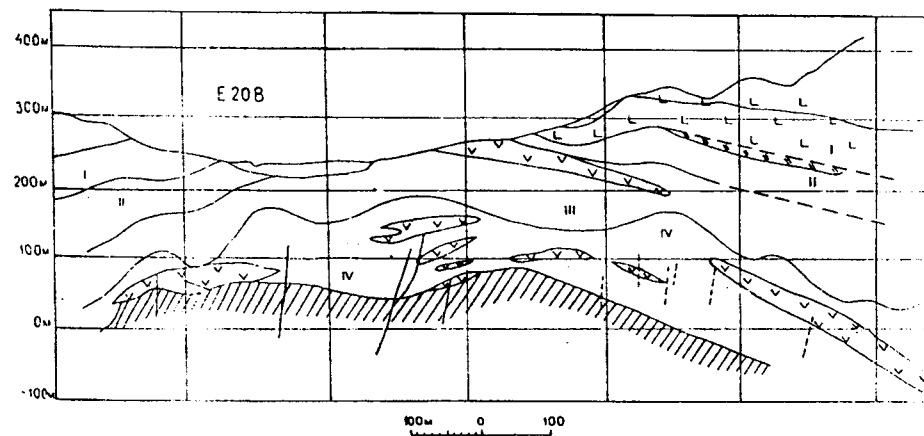
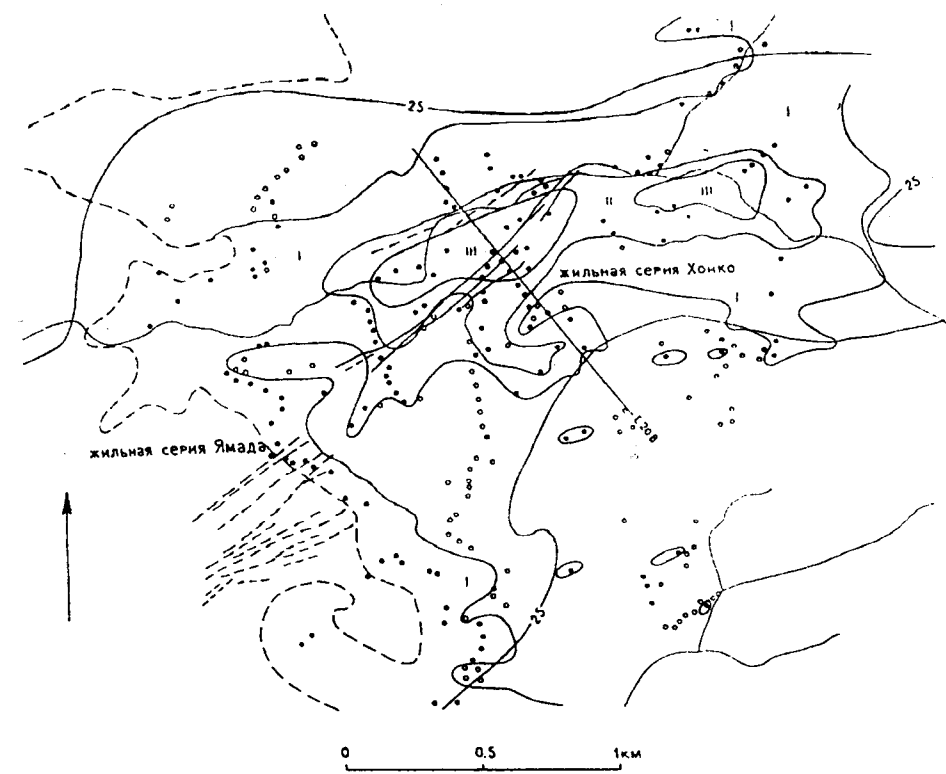


Рис. 5. Зональность гидротермальных изменений в плане и в разрезе по линии E20B (разрез в направлении СЗ-40) (по [8])

I - кристобалит-смектитовая зона, II - кварц-смектитовая зона, III - зона глинистых минералов (хлорит-серицит-смектитовая зона), IV - хлорит-серицитовая зона. Остальные условные обозначения на разрезе соответствуют обозначениям на рис.3, за исключением андезитовых пирокластических пород нижних андезитов группы Хисикари, которые показаны на разрезе без крапа. В западной части плана пунктирные линии означают перекрытие более молодыми пирокластическими образованиями. Кружочками показаны незалитыми - неизмененные породы, залитыми - измененные породы. Пунктирными и сплошными прямолинейными линиями показаны проекции жил. Жирной линией показана область с низким сопротивлением (менее чем 25 ом-м)

расположенный на 50-100м выше жильной системы Хисикари. Эти зоны изменений окружены кристобалит-смектитовой зоной и почти не измененными породами.

В дополнение к вышеназванным изменениям, на высоких гипсометрических уровнях (350-400м) в восточной части площади Хисикари спорадически присутствуют алуниг-кварцевые (или алуниг-кристобалитовые) изменения.

Приведенная выше краткая характеристика месторождения Хисикари дает основание отнести его к мало-сульфидной группе эпitherмальных месторождений золота, к кварц-адуляровому типу (тип Комсток) (см. табл. 2) или золото-серебро-теллуридной генетической серии вулканогенных месторождений золота и серебра, согласно классификации В.Г.Хомича [3]. В региональном плане месторождения этого типа локализируются в пределах окраинно-континентальных или островодужных вулcano-плутонических поясов, но связаны они с постсубдукционным (трансформным) этапом развития, когда формируются синдвиговые структуры растяжения с известково-щелочным или бимодальным вулканизмом, развивающимся на фундаменте, представляющем собой аккреционные призмы, сложенные флишевым матриксом и включениями ленточных кремней, базальтов, офиолитов, метабазитов. Характерна ассоциация с кварц-алуниновыми золотоносными метасоматитами, проявленными в верхних или периферических частях гидротермально-рудной системы.

На Дальневосточной окраине России оруденение данного типа известно в пределах Охотско-Чукотского, Центрально-Камчатского, Камчатско-Корякского и Восточно-Сихотэ-Алинского (северная часть) вулcano-плутонических поясов [3].

По ряду золоторудных районов в рамках названных поясов уже сейчас накоплен достаточно объёмный поисковый материал, свидетельствующий о реальных перспективах выявления в них рудных объектов, аналогичных месторождению Хисикари. Реализация этих перспектив возможна лишь в результате разумного сочетания детального целенаправленного анализа имеющихся материалов с последующими поисково-разведочными, геофизическими и буровыми работами. При этом следует учитывать, что рассматриваемый эталонный объект по сути является невыходящим на поверхность, с очень слабо проявленной на современном эрозионном срезе, быстро выклинивающейся и не имеющей видимого структурного продолжения к основным рудным телам кварц-глинисто-кальцитовой с небольшим количеством золота минерализацией. Основные рудные тела месторождения локализируются непосредственно ниже поверхности структурного несогласия между осадочными породами фундамента и эффузивами вулканического чехла.

Их выявлению способствовали детальные геофизические (крупномасштабная площадная гравиразведка и профильная электроразведка) и геохимические исследования, а также поисковое бурение до глубин около 300м.

Детальная гравиразведка позволила изучить строение глубоких горизонтов и определить наличие под участком слабо проявленной кварц-глинисто-кальцитовой минерализации поднятого блока основания, выраженного гравитационным максимумом. Глубина залегания основания и примерная структура удельного сопротивления пород были определены с помощью метода вертикального электроразведывания, тогда как методы кажущегося сопротивления и вызванной поляризации показали область распространения гидротермальных изменений, предположительно связанных с минерализацией. Геохимическое изучение включало определение Hg, CO₂ и радона в почвенных газах, что было эффективно в прослеживании трещинных зон. Первые же поисковые скважины, разбурившие выявленные аномалии, показали положительные результаты, вскрыв на глубинах от 241 до 291м три рудных интервала с содержаниями от 44,7 до 290,3 г/т золота и от 26,3 до 167,0 г/т серебра [8].

Выявление и изучение месторождения Хисикари является характерным примером, когда разумное сочетание и оперативное выполнение комплекса разноплановых исследований привело к эффективному открытию, позволившему за короткий период (с 1975 по 1981 год) превратить малозначимое рудопроявление в одно из крупнейших месторождений золота западной Пацифики.

Реальные перспективы ряда золотоносных районов Востока России позволяют надеяться, что подобный подход и применение аналогичного сочетания методов исследований позволят придти к аналогичным открытиям.

В сборе материалов для статьи большую помощь оказал сотрудник Геологической службы Японии Сато Кохей, которому авторы выражают искреннюю признательность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и минеральные ресурсы Японии /Пер. с англ. В.М.Гурьян; ред. Н.А.Беляевский. М.: Иностран.лит-ра, 1961, 288с.
2. Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник. /Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. М.: Наука, 1984, 316с.
3. Хомич В.Г. Металлогения вулcano-плутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской зоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995, 343с.
4. Berger B.R. Descriptive model of epithermal quartz-alunite Au. Mineral deposit models / Cox D.P., Singer D.A., eds. U.S.Geological Survey Bulletin, 1986, N1693, p.158
5. Computer-generated Geological Map of Japan. 1:2000000

Map Series, No22./Y.N.Saito, Y.Murata, eds. Geological Survey of Japan, 1990.

6. Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A.Jr., White N.C. Epithermal gold deposits: Styles, Characteristics, and Exploration. Tokyo: The Society of Resource Geology: Resource Geology Special Publication N1, 1996, 16p.
7. Ishikharu S., Sasaki A., Sato K. Metallogenic Map of Japan: Plutonism and Mineralization (3): Tertiary-Quaternary (scale 1:2000000).- Geological Survey of Japan, 1992
8. Izawa E., Urashima Yu., Ibaraki K., et al. The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan.//Journal of Geochemical Exploration, 1990, N36, P.1-56.
9. Mineral deposit models / Cox D.P., Singer D.A., eds. - U.S.Geological Survey Bulletin,1986, N1693, 379 p.
- 10.Mosier D.L., Berger B.R., Singer D.A. Descriptive model of Sado epithermal veins. Mineral deposit models / Cox D.P., Singer D.A., eds. U.S.Geological Survey Bulletin,1986, N1693, P.154
11. Mosier D.L., Sato T., Page N.J., et al., Descriptive model of Creede epithermal veins - Mineral deposit models / Cox D.P., Singer D.A., eds. - U.S.Geological Survey Bulletin,1986, N1693, p.145
12. Mosier D.L., Singer D.A., Berger B.R. Descriptive model of Comstock epithermal veins. - Mineral deposit models / Cox D.P., Singer D.A., eds. - U.S.Geological Survey Bulletin,1986, N1693, p.150

Поступила в редакцию 12 марта 1997 г.

S.M.Rodionov, A.I.Khanchuk

Hishikari-type deposits, and prospects of their revealing in the eastern margin of Russia

The Hishikari Au-Ag epithermal deposit was discovered in 1981 in southern Kyushu, Japan. Now it is one of the biggest gold deposits of the Western Pacific. The ore bodies of the deposit of predominantly quartz-adularia composition are located at a depth of more than 100m within the zone of structural unconformity between Quaternary volcanics and Cretaceous sediments. Reasonable combination of detailed geological-mineralogical investigations and large-scale geophysical survey with subsequent drilling favoured the discovery of the deposit. Many gold-bearing regions within Eastern Russia's volcano-plutonic belts are promising for similar deposits.

КУРХАНСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ДИАТРЕМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА: СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД

В.Г.Сахно, А.П.Матюнин, С.С.Зимин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На Севере Ханкайского массива под чехлом современных осадков геофизическими методами были обнаружены более сотни локальных магнитных аномалий. Бурение двух таких аномалий показало, что они представлены трубками взрыва, заполненными брекчиями, в которых, помимо протерозойских и архейских кристаллических сланцев, мраморов и других пород фундамента, содержатся обломки пород ультраосновного состава. В минеральных концентратах из брекчий были обнаружены обломки кристаллов алмазов размерностью 0.1-1.2 мм, иногда в сростках с основной массой. Некоторые из них содержат включения. Кроме алмазов здесь отобраны хромсодержащие пиропы ($Cr_2O_3=2.30-4.74$), магнезиальные оливины, хромсодержащие диопсиды, флогопиты, шпинелиды. Среди шпинелидов отмечаются высокохромистые ($Cr/Cr+Al=80-90\%$), близкие по составу к хромшпинелям, в сростках с алмазами; среднехромистые ($Cr/Cr+Al=58-65\%$) и высокоглиноземистые разновидности, близкие по составу к шпинелям из алькремитов. Геологические, геофизические данные и сообщества минералов в шлихах (алмаза с хромсодержащими пиропами и высокохромистой шпинелью) и породах позволяют отнести эти породы к алмазонасной кимберлитовой ассоциации. Новая алмазонасная провинция представляет как научный, так и практический интерес, так как Ханкайский массив считался мало перспективным.

ВВЕДЕНИЕ

Как уже отмечалось в литературе [3], в 1992 г. были открыты алмазонасные породы на севере Ханкайского массива. Получены также новые геологические, петрохимические и минералого-геохимические данные о породах, в которых были обнаружены алмазы. Но интенсивное изучение этих объектов было затруднено в виду того, что ассоциирующие с ними магнитные аномалии "трубчатого" типа, выявленные на основе геофизических исследований, скрыты под чехлом перекрывающих отложений. Предварительным бурением нескольких скважин в период 1992-1994 гг. были вскрыты на глубине 20-37 м массивные брекчиевые кимберлитоподобные породы, в которых были обнаружены осколки и кристаллы алмазов. Последующее бурение подтвердило наличие этих пород на глубине и залегание их в форме трубчатых тел. Геологические работы, проведенные на поверхности, а также данные бурения и геофизических исследований, позволяют с уверенностью говорить о воронкообразной форме трубчатых тел, а наличие брекчий с обломками ультраосновных пород, содержащих обломки и кристаллы алмазов, дают основание считать, что мы имеем дело с трубками взрыва.

По геофизическим данным таких локальных изометричных положительных аномалий трубчатого типа на севере Ханкайского массива обнаружено более ста. Проведенное в 1996 г. шливовое опробование привело к обнаружению в аллювии единичных зерен алмазов, что расширяет перспективность находок алмазонасных трубок не только в северной части Ханкайского массива.

Интерес к новой алмазонасной провинции определяется не только необходимостью установления генетического типа ассоциаций алмазонасных пород, но еще и тем, что подобные структуры ранее считались неперспективными. В связи с этим, актуальной задачей является изучение особенностей геологического строения и минерального состава пород выявленных алмазонасных структур Курханского проявления.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Участок, на котором были обнаружены алмазы, расположен в северной части Ханкайского массива, на сочленении Матвеевского и Нахимовского блоков (микрократонов), сложенных архейскими-раннепротерозойскими гнейсами, гранито-гнейсами, мраморами, и в пределах разделяющей их Кабаргинской подвижной зоны с широко представленными здесь позднепротерозойскими формациями железистых кварцитов, известняков, доломитов в непосредственной близости и зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (рис. 1,2). Западнее Ханкайский массив и его микрократоны Матвеевский и Нахимовский отделены разломной зоной Дуньхуа, являющейся восточной ветвью системы Таньлу, от микрократонов массива Цзямусы, к северу от которых выделяются микрократоны восточной окраины Буреинского массива - Урмийский и др.

Особенностью всех древних кристаллических образований юга Дальнего Востока является их раздробленность, где отдельные блоки (микрократоны) с архей-

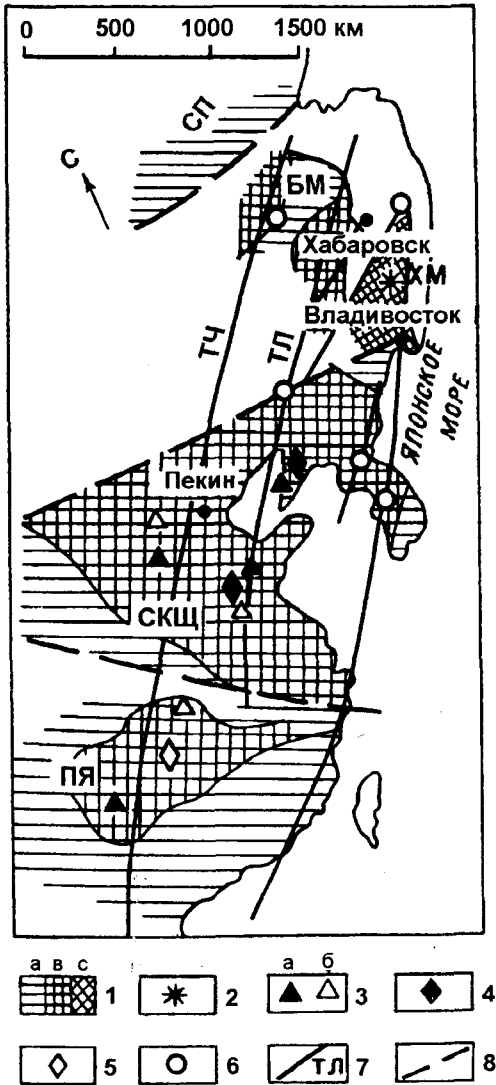


Рис.1. Схема распространения алмазоносных кимберлитоподобных пород Востока Азии (по [30] с добавлениями авторов).

1 - кратоны: а) СП - Сибирская платформа, в) СКШ - Сино-Корейский шт. а) БМ - Буреинский массив, в) ПЯ - платформа Янцзы, с) ХМ - Ханкайский массив; 2 - трубки Ханкайского массива, 3 - трубки: а - кимберлитовые и б - лампроитовые; 4 - алмазоносные кимберлиты; 5 - аллювиальные отложения с алмазами; 6 - кимберлитоподобные и родственные им породы и базальтоиды с находками алмазов; 7 - трансрегиональные системы разломов: Тч - Танченский, Тл - Таньлу; 8 - межблоковые и региональные разломы.

ско-нижнепротерозойским фундаментом разделены складчатыми образованиями более молодого возраста в результате необратимых тектоно-магматических процессов палеозойского и мезозойского возраста.

Это же свойственно и Курханскому участку, в пределах которого были найдены взрывные трубки с алмазоносными породами (рис. 3). На этом участке известны верхнепротерозойские метаморфизованные

и скарнированные известняки, доломиты, кремнистые и графитистые сланцы, железистые кварциты. Здесь же вскрыты покровы риолитов нижней перми, плутонические породы (граниты, габбро и габбро-диориты) среднего палеозоя.

Западнее Курханского участка в Матвеевском блоке встречаются позднеархейские образования - гнейсы, гранито-гнейсы, мрамор. К северу и востоку находятся раннепалеозойские терригенные образования тамгинской серии.

Все эти породы в виде обломков различной размерности встречаются в ксенобрекчиях в керне скважин, пробуренных на Курханском участке (рис. 3). Поверхностные канавные работы, геофизические исследования (магнито-, электро- и сейсморазведка) и пробуренные скважины позволили оконтурить Курханскую диатрему, представляющую собой две сближенные трубки взрыва, сужающиеся, но не соединяющиеся на глубине. Как позволяют судить геологические и геофизические данные, трубки имеют воронкообразную форму, резко расширяясь у поверхности. Все тело трубок заполнено массивными брекчиями, обломки которых представлены вмещающими породами (гнейсами, мраморами, катаклазированным гранитом), а также и ультраосновными породами. Размер обломков ультраосновных пород колеблется в широких пределах - от миллиметра и меньше до двух-трех и пяти сантиметров. Они имеют округлое очертание, погружены в мелкозернистую серпентинизированную массу, что не позволяет провести четкие границы обломков. К ним приурочены скопления чешуек талька и тремолита. Значительная серпентинизация проявлена повсюду. По оптическим определениям серпентин можно отнести к lizardиту, который находится в ассоциации с пылевидным рудным минералом (магнетитом), шестоватыми зернами тремолита и гранулированными зернами оливина. Первичная порода в обломках, сохранившихся от грануляции, состоит из мелких изометричных зерен оливина и полисинтетически сдвойникового бесцветного диопсида, слагающих основную массу с размерностью от 0,1 до 0,3 мм. На фоне основной массы породы нередко видны давленные фенокристы оливина величиной до 2,4 мм и обломки зерен оливина размером до 1,5-2,0 см, нацело сцементированные. Как правило, крупные ксенокристы оливина находятся в оболочке серпентинизированной основной массы. Кроме того, наблюдаются единичные зерна диопсида с включениями мелких кристаллов оливина. Наряду с ксенокристаллами оливина и мелкими зернами диопсида и оливина, встречаются чешуйки бледно-желтого флогопита, талька, мелкие зерна апатита и сдвойникового диопсида. Более крупные (до 0,8 мм и более) чешуйки флогопита и их скопления приурочены к трещинкам в породе. Флогопит замещается зеленым хлоритом. Зер-

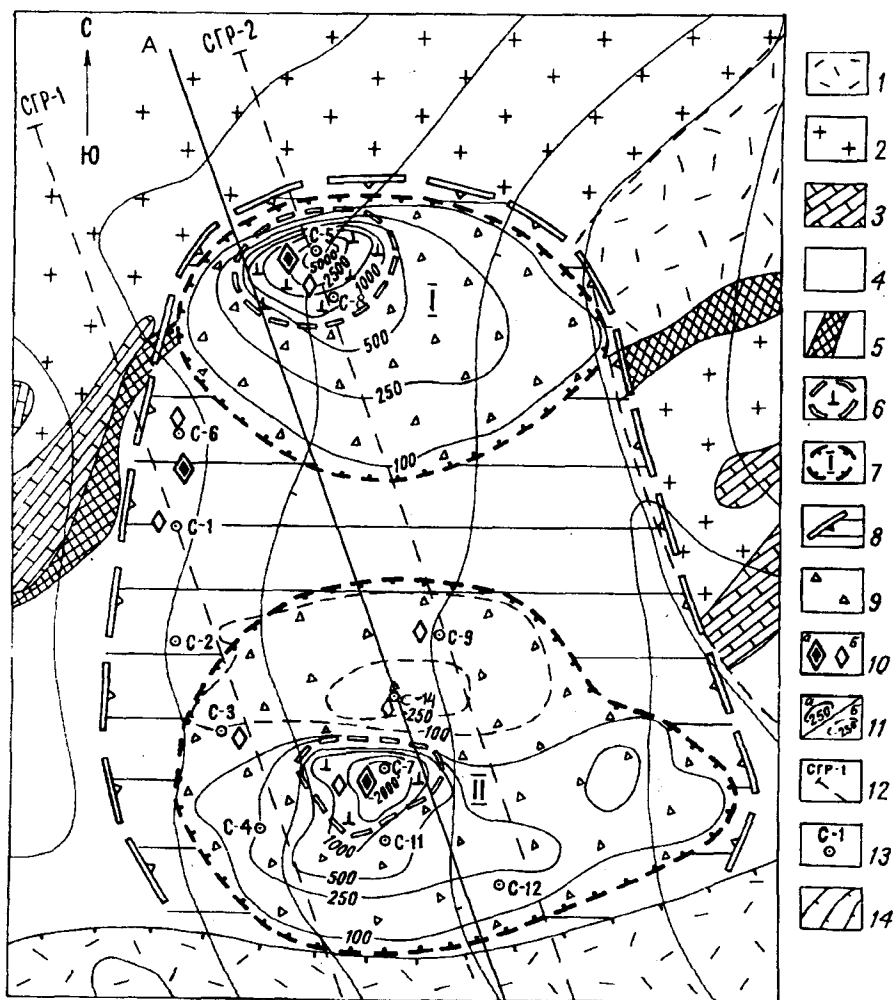


Рис. 2. Курханский участок проявления кимберлитоподобных алмазоносных пород [3].

1 - нижняя пермь, риолиты; 2 - средний палеозой, граниты; 3 - верхний протерозой, метаморфизованные и скарнированные известняки и доломиты. Скарны с полиметаллической минерализацией; 4 - верхний протерозой. Толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов; 5 - минерализованные зоны дробления; 6 - тела брекчий, содержащих алмазы; 7 - трубки взрыва: I - Хан, II - Маяк; 8 - контур Курханской двойной диаатремы, выполненной до глубины 40-80 м ксенобрекчиями на песчано-глинистом цементе; 9 - ксенобрекчия кимберлитовая (?); 10 - алмазы и пиропы, обнаруженные при анализе: а - проб, б - шлифового опробования; 11 - аномалии магнитного поля Т (нТл): а - положительные, б - отрицательные; 12 - линии сейсмопрофилей; 13 - скважины колонкового бурения; 14 - изогипсы рельефа.

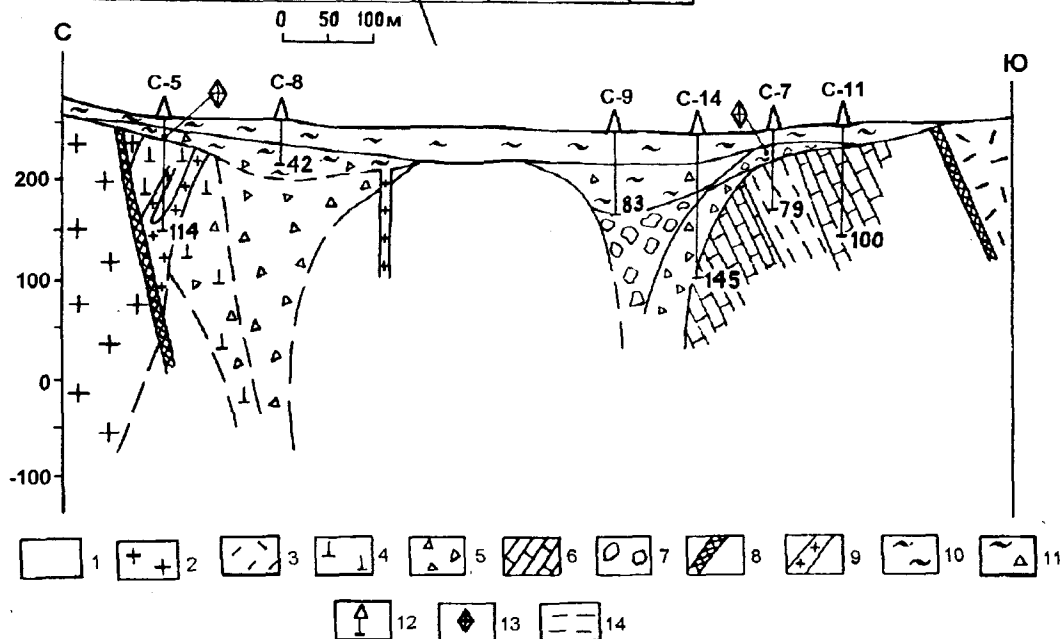


Рис. 3. Схематический разрез Курханской диаатремы

1 - верхний протерозой, толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов; 2 - средний палеозой, граниты; 3 - нижняя пермь, риолиты; 4 - габброиды (палеозой ?); 5 - ксенобрекчии трубок взрыва; 6 - верхний протерозой, метаморфизованные и скарнированные известняки и доломиты; 7 - крупноглыбовые брекчии; 8 - минерализованные зоны дробления; 9 - дайки гранит-порфиров (мел ?); 10 - современные отложения; 11 - разложенные и перемьтые брекчии верхней части трубок; 12 - скважины и их глубина; 13 - места находок алмазов, 14 - гнейсы.

на оливина в основной массе иногда пересекаются тонкими прожилками лизардита. Помимо этого, в ксенобрекчиях встречаются обломки различных пород, размерность которых колеблется в широких пределах. В том случае, когда количество обломков незначительно, по ряду минералогических особенностей, а именно: наличие оливина и полисинтетических сдвойникованных диопсидов в качестве фенокристов, присутствие этих минералов в основной массе, а также наличие кристаллов флогопита, пироба, высокохромистых шпинелей и других индикаторных минералов, изученных нами, ксенобрекчии с полным основанием можно отнести к кимберлитам или родственным им породам.

В скважине 14, пробуренной в трубке Маяк и являющейся наиболее глубокой (рис. 3), в массивных брекчиях полностью доминируют обломки пород фундамента, среди которых преобладают мрамор, гнейсы и давленые граниты, а также большое количество ксеногенных минералов гранитоидов - кварца, полевых шпатов, биотита, марганцовистых гранатов, как правило, деформированных, сильно раздробленных и сцементированных тонким материалом и мелкими прожилками лизардита, что позволяет полагать присутствие в связующей массе мелкодробленного ультраосновного материала.

В скважине 14 вскрыта дайка гранит-порфира с эруптивным контактом вдоль границы с брекчией трубки и вмещающих пород. Возраст этих гранитов является, по аналогии с подобными образованиями соседнего участка, возможно, меловым.

В эксплозивных породах из скважин в трубках Маяк и Хан отмечается общая закономерность - увеличение количества обломков пород фундамента в составе брекчии в верхних горизонтах: известняков, мраморов, гнейсов и катаклазированных гранитов, габбро. В таких породах кимберлитовый матрикс в

виде "жилок" и цементирующей массы едва просматривается, главным образом, в виде серпентиновых скоплений. В скважине 5 (трубка Хан), в керне, представленном брекчией с обломками ультраосновных пород, охарактеризованных химическими анализами (табл. 1, № 1,2,3,15), в интервале 30-37 м были обнаружены алмазы; в более низких горизонтах встречаются обильные обломки габбро. Еще ниже они представлены массивными "по степени трещиноватости" породами, в которых цементирующая масса ультраосновного, как показывает химический анализ (табл. 1), состава импрегнирована по тонким трещинкам. А еще ниже брекчии, в том числе и габброиды, интродуцированы мелкозернистым гранит-порфиром. Эруптивный контакт их прослеживается очень хорошо и имеет вертикальное залегание. Обломки габброидов в разной степени изменены, метаморфизованы, а в некоторых наблюдается скарнирование. По минералам развивается тремолит и хлорит. В некоторых обломках степень изменения настолько велика, что первичная порода может быть определена как апогабброид. Но брекчиевой характер устанавливается вполне определенный, по "теневой" текстуре.

Одной из особенностей брекчиевых пород, где обломки габброидов доминируют, является наличие прожилков рассеянной вкрапленности сульфидов - пирротина, халькопирита и сфалерита.

В скважине 14 трубки Маяк контактовые изменения значительно меньше. В основном здесь отмечается тремолитизация. Учитывая разную степень изменения обломков, хорошо устанавливаемую микроскопически, можно полагать, что их изменение связано с разными этапами преобразования.

Процесс высокотемпературной (500-600°) гидротермальной переработки (тремолитизация) затронул все породы трубок в целом. Наиболее активно он проявился в северной части диатремы. Последующая на-

Таблица 1. Химический состав пород Курханского поля, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40.12	39.23	35.22	42.50	40.59	40.74	37.89	42.17
TiO ₂	0.07	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	0.54	0.51	0.58	0.23	0.19	0.30	0.28	0.70
Fe ₂ O ₃	6.47	2.87	7.77	2.89	3.98	4.70	9.57	14.78
FeO	7.69	11.53	8.27	13.24	14.39	10.42	10.71	6.73
MnO	0.47	0.28	0.33	0.37	0.38	0.24	0.027	0.17
MgO	35.44	36.08	41.24	34.59	35.50	36.36	34.63	21.23
CaO	2.84	3.33	0.11	3.89	2.63	3.54	0.64	1.57
Na ₂ O	0.17	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07	0.12	0.07
K ₂ O	0.50	0.08	0.31	0.08	0.04	0.09	0.12	0.39
P ₂ O ₅	0.23	0.03	0.15	0.13	0.16	0.21	0.17	0.20
H ₂ O	н.о.	0.43	0.33	0.20	0.27	0.36	2.06	4.39
пшп	3.85	5.79	5.10	1.42	1.53	2.47	3.07	7.22
Сумма	99.83	100.23	99.53	99.59	99.77	99.54	99.56	99.65

Таблица 1 (окончание)

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	36.89	41.26	42.27	37.97	46.23	46.79	43.08	41.20	36.59
TiO ₂	0.11	0.37	0.32	0.27	0.27	0.22	0.26	0.11	0.12
Al ₂ O ₃	11.85	14.99	14.23	13.50	17.58	19.35	10.75	1.60	1.55
F ₂ O ₃	9.03	4.18	8.09	3.62	2.63	4.10	6.34	3.89	2.23
FeO	13.09	12.81	10.94	11.56	10.92	8.10	14.07	16.86	3.94
MnO	0.21	0.28	0.17	0.35	0.21	0.19	0.41	0.13	0.15
MgO	8.84	10.18	6.30	18.35	6.42	6.30	10.19	21.56	39.62
CaO	14.95	5.13	4.70	4.09	5.55	5.13	8.28	2.10	2.13
Na ₂ O	0.72	1.19	1.35	0.32	1.93	2.09	0.74	0.14	0.08
K ₂ O	1.34	3.15	4.14	1.13	4.12	4.94	1.62	0.44	0.12
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.15	0.14	0.15	0.19	0.24	0.02	0.23
H ₂ O*	0.35	0.31	0.27	0.86	0.16	0.29	н.о.	1.04	9.23
ппп	2.73	5.57	6.52	7.80	3.58	2.80	3.85	11.00	3.04
Сумма	100.26	99.55	99.45	99.76	99.75	100.49	99.83	100.09	99.03

Примечание: 1-7 - кимберлитоподобные серпентинизированные и тремолитизированные породы; 8 - с прожилками серпентина и большим количеством пылевидного магнетита; 9-15 - оливиновые и амфиболовые габбро; 16 - тонкозернистая цементирующая масса кимберлитов вокруг оливиновой оболочки; 17 - кимберлит, трубка Русловая (Якутия). Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитики В.Г.Коханова, Л.В.Недашковская.

ложенная стадия изменения связана с процессом более низкотемпературной переработки, при которой наблюдается отложение сульфидов, что, очевидно, связано с рудным этапом формирования расположенного в 0,5-1,5 км к западу Курханского полиметаллического месторождения.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АКЦЕССОРИЕВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБОК

Для диагностики типов алмазоносных пород большое значение имеют петролого-минералогические критерии, и особенно ассоциации таких минералов, как магнезиальные гранаты (пиропы), хромшпинели, пикроильмениты, которые являются спутниками алмазов. Находка алмазов в ассоциации с гранатами и хромшпинелями, полученная в шлихах проб из kernового материала, а также в дезинтегрированных породах коры выветривания, вряд ли может служить основой для типизации алмазоносных пород трубок. Определяющее значение имеют особенности минералов, обнаруженных в ассоциации с алмазами. С этой целью были отобраны и проанализированы на микрозонде акцессорные минералы, полученные по результатам обогащения и анализа проб, выполненных лабораторией ТулНИГП (г.Тула), а также по шлихам дробления и отмывки пород в Дальневосточном геологическом институте, в лабораториях п.Кавалерова ("Приморгеофизика"), г.Хабаровске и Австралии (Университет Западной Австралии).

Следует сразу подчеркнуть, что в отношении акцессориев породы двух трубок Курханского участ-

ка отличаются низкими концентрациями минералов, особенно гранатов.

Алмаз. Кристаллы и обломки кристаллов были обнаружены в kernовом материале скважин № 5 и 7 в интервале 29-34 и 7 м соответственно, а также в пробах, отобранных из канав вблизи этих скважин. Общее число найденных минералов равно 21. Это мелкие зерна размером от 0,1-0,2 до 0,7-1,2 мм. Кристаллы имеют октаэдрическую форму, немного деформированную (искаженную), поверхность их покрыта мельчайшими кристаллами (0,001 мм) в виде "сахарной" пудры, имеющих додекаэдрическую форму. Все кристаллы алмазов и их обломки белые и прозрачные. Некоторые содержат мелкие включения. Большинство обломков имеют признаки "механического" воздействия. Исследование всех зерен алмазов с использованием сканирующего электронного микроскопа (SEM г. Перт, Австралия, лаборатория CSIRO) подтвердило их диагностику.

Гранат.* В концентратах было найдено всего семь кристаллов граната. Это хорошо ограненные кристаллы темно-красного цвета. Все находки гранатов были сделаны в керне скважины № 5 (трубка Хан). По составу гранат относится к пиропам (табл. 2) с невысоким содержанием хрома, но устойчивой железистостью. Подобные по составу гранаты обычно ассоциируют с алмазоносными кимберлитами [11,16].

* Здесь и далее в тексте и таблице не приводится описание и не даются составы минералов из шлихов, которые заведомо относятся к минеральным ассоциациям из гранитов, габбро и габбро-диоритов, присутствующих в качестве обломков в кимберлитовых брекчиях и попавших в шлих при дроблении.

Таблица 2. Химический состав аксессуарных минералов из кимберлитовых трубок Приморья, масс.%

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.92	41.61	41.73	50.01	53.00	53.19	43.71	44.40	41.19	43.12
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.03	22.47	20.22	4.01	0.75	0.62	8.39	10.19	14.25	11.15
Cr ₂ O ₃	2.30	2.00	4.74	0.11	0.35	0.37	0.09	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.30	н.о.	1.61	1.38	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	8.52	9.11	7.30	6.56	3.71	3.75	3.73	2.88	3.51	4.61
MnO	0.58	0.40	0.00	0.27	0.00	0.00	0.14	0.16	0.00	0.00
MgO	21.10	20.43	20.01	15.00	16.44	16.18	28.23	27.08	24.95	25.66
CaO	4.58	5.27	4.75	22.26	24.35	24.39	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.40	0.31	0.31	0.15	0.11	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.70	9.10	10.98	9.96
Сумма	99.04	101.30	99.38	99.11	99.81	98.81	92.14	93.89	94.88	94.50
f	18.48	20.02	16.07	19.70	7.18	8.00	6.90	5.63	7.32	9.16

Примечание: 1-3 - гранаты; 4-6 - пироксены; 7-10 - флогопиты. Анализы 1,2,4,7,8 - выполнены в ДВ геологическом институте ДВО РАН на микроанализаторе JXA-5A, аналитик Сапин В.И.; 3,5,6,9,10 - в Университете Западной Австралии на электронном микропробном анализаторе (EMPA).

Пироксен. Как уже отмечалось ранее, по составу пироксен относится к диопсидам с небольшими колебаниями по содержанию кальция (22.26-24.39%), натрия (0.31-0.40%) и хрома (0.11-0.37%), и, в данном случае, не имеют определяющей информации (табл. 2).

Флогопиты встречаются, главным образом, в керновом материале скв. 5, (табл. 2) в виде как мелких, так и более крупных пластин. Они характеризуются близким составом и обладают высокой магнетиальностью.

Оливин широко распространен как в шлиховых концентратах, так и в породах трубок Маяк и

Хан, но по составу существуют определенные различия (табл. 3). В ультраосновных породах скв. 5 они более хромистые (0.67-0.09%) и титанистые (0.14-0.21%), а в породах скв. 7 они не содержат эти элементы или отличаются значительно низкими их концентрациями. Однако для обеих групп характерны значительные колебания по железистости.

Шпинели встречаются в концентратах трубок Хан и Маяк, но их содержание, как и всех аксессуарных минералов, весьма низкое. По составу они разнообразны и разделяются на две группы (табл. 4). Шпи-

Таблица 3. Химический состав минералов из концентратов ультраосновных и основных пород Курханского участка Приморья

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37.15	36.74	36.26	37.99	35.06	34.78	38.28	52.38
TiO ₂	0.14	0.21	0.00	0.15	0.15	0.15	0.12	0.79
Al ₂ O ₃	0.14	0.14	0.06	0.15	0.15	0.14	0.18	6.96
Cr ₂ O ₃	0.09	0.07	0.02	0.07	0.09	0.08	0.11	0.00
FeO	18.33	16.67	14.56	15.42	25.49	26.96	26.62	8.72
MnO	0.70	0.70	0.17	0.86	0.89	0.65	0.85	0.64
MgO	43.21	44.44	47.60	44.45	36.47	36.20	36.43	8.92
CaO	0.05	0.07	0.02	0.05	0.06	0.07	0.07	16.97
Na ₂ O	0.08	0.07	0.03	0.08	0.09	0.12	0.10	0.62
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.66
Сумма	99.89	99.11	98.75	99.24	98.44	99.15	102.75	99.66
f	19.22	17.39	14.65	16.29	28.17	29.47	29.08	35.44

Примечание: №№ 1,2,4 - оливины из кимберлитов скв. 5 (трубка Хан); 3 - оливин из кимберлитов скв. 7 (трубка Маяк); 5,6,7 - оливины из габброидов скв. 5; 8 - рихтерит из габброидов скв. 5.

нели скв. 5 слагают дискретный ряд хром-глиноземистых типов, но отличаются низкой железистостью и малым содержанием окисного железа (рис. 4). В треугольной диаграмме $Al-(Fe^{3+} + 2Ti) - Cr$ они образуют три изолированных поля. Наиболее хромистые (их большинство) попадают в поле шпинелей из лерцолитов [9, 12]. Среди последних отмечаются редкие зерна, обладающие повышенным содержанием ульвошпинелевой компоненты.

Следующая группа представлена шпинелями с более высоким содержанием глинозема - 59-62% шпинелевой компоненты (рис. 4).

Наиболее глиноземистые разности с высокой шпинелевой компонентой (87-90%) и минимальной степенью окисления попадают в поле алькремитов [8, 10, 25].

Следует отметить, что хромшпинели трубки Хан, в общем, мало зональны и среди них нет зерен с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 58-65\%$).

Шпинели скважины 7 (трубка Маяк) весьма разнообразны по составу (табл. 4). Среди них отмечаются зерна с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 80-90\%$), соответствующим полю хромитов в ассоциации с алмазами [10, 15, 16]. Хромшпинели этой группы характеризуются широкими колебаниями содержаний ульвошпинелевой и магнетитовой компонент. Как правило, они обладают хорошо выраженной зональностью (табл. 4; рис. 4).

Таким образом, минеральные ассоциации двух трубок показывают значительные отличия, что возможно указывает на различные условия их формирования. Породы трубки Хан характеризуются ассоциацией

шпинелидов переменного состава - от среднехромистых до высокоглиноземистых с низкой степенью окисленности, в парагенезисе с пиропом, флогопитом, хромистым оливином и близки к алмазоносным гранатовым перидотитам [8, 12, 16].

Вторая трубка (Маяк) отличается ассоциацией зерен хромшпинелей с высоким содержанием хрома, алмаза и безхромистого оливина. Шпинели отличаются широкой вариацией состава по хромистости, титанистости и степени окисленности. Часть из них попадает в поле, где характерна ассоциация сростков шпинели с алмазами, другие - находятся в поле акцессорных шпинелей, свойственных для связующей массы алмазоносных кимберлитов Якутии [10-12, 15].

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Химический состав обломков ультраосновных пород трубки Хан рассматривались ранее [3]. Новые данные химического анализа обломков подтвердили те основные особенности, которые были отмечены ранее. Следует добавить, что эти характеристики касаются тех обломков, которые были отобраны в верхней части скважин, подверженным высокой степени выветривания, а также метаморфическими изменениями. Можно надеяться, что в более глубинных горизонтах при наличии более свежих обломков характеристика этих пород будет более объективной. По результатам анализа можно сделать следующие выводы:

1. Ультраосновные породы могут быть отнесены к провинции щелочных ультраосновных пород, но имеющих определенную специфику.

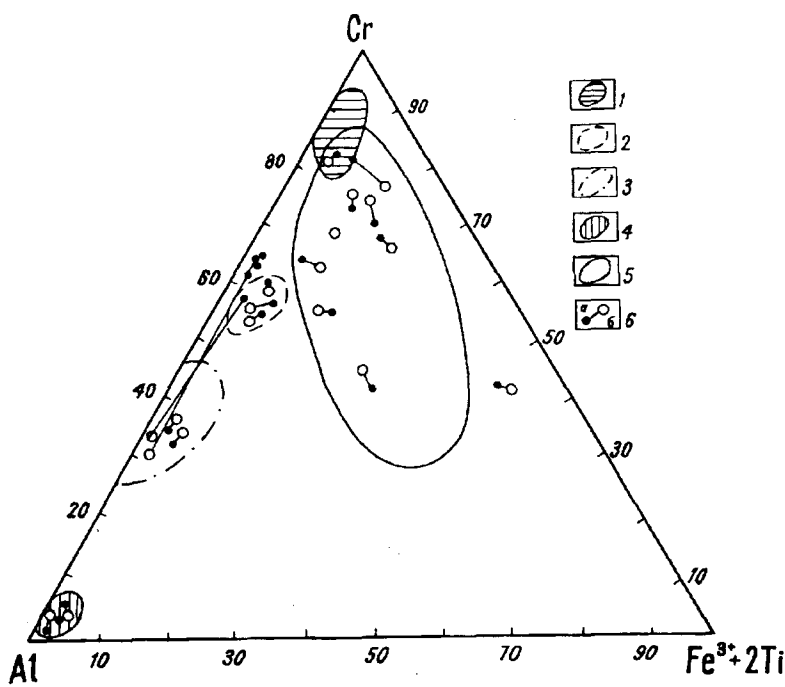


Рис. 4. Диаграмма составов акцессорных хромшпинелидов алмазоносных пород Курханского участка (Приморье).

1 - поле составов хромитов, ассоциирующих с алмазами [10, 12, 16]; 2 - поле составов шпинелей лерцолитов [10, 16]; 3 - высокоглиноземистые ксеногенные шпинели; 4 - поле шпинелей алькремитов [16]; 5 - шпинели из связующей массы кимберлитов [12, 16]; 6 - точки составов шпинелидов из кимберлитов Приморья: а - центр, б - край.

Таблица 4. Состав аксессуарных шпинелей из алмазоносных кимберлитовых пород (мас.%)

ОКСИДЫ	1		2		3		4		5		6		7		8	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
TiO ₂	0.23	0.41	0.20	0.23	0.15	0.25	2.28	2.29	0.29	0.17	1.41	1.35	0.68	0.46	0.00	0.23
Al ₂ O ₃	18.89	18.76	19.91	21.44	21.01	21.70	15.81	15.71	6.36	6.64	4.22	4.08	7.08	7.11	14.48	13.62
Cr ₂ O ₃	48.49	46.21	46.93	45.68	45.46	44.48	43.94	44.07	62.13	61.55	58.69	58.89	51.58	49.10	50.30	47.73
V ₂ O ₃	0.00	0.23	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.71	20.62	19.47	18.59	18.01	19.07	26.06	25.73	19.04	18.88	24.29	23.57	30.36	31.76	22.41	24.54
MnO	0.00	0.38	0.40	0.00	0.00	0.32	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.26	3.71
MgO	13.71	11.34	12.80	13.31	13.67	12.44	12.45	11.86	11.44	11.41	10.56	11.20	9.70	9.39	10.55	8.77
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.09	97.95	99.71	99.47	98.30	98.24	100.87	99.79	99.48	98.65	99.27	99.34	99.40	97.82	100.00	99.55
Fe ₂ O ₃	4.11	3.93	4.53	3.77	4.30	3.56	9.31	8.03	3.67	3.80	7.38	7.91	12.63	14.41	7.05	9.03
FeO	14.07	17.09	15.40	15.20	14.14	15.87	17.68	18.50	15.74	15.46	17.75	16.46	18.99	18.80	16.07	16.41
Сумма	99.50	98.64	100.16	99.85	98.73	98.60	101.80	100.59	99.85	99.03	100.1	100.13	100.66	99.26	100.71	100.45
Катионный состав																
Ti	0.005	0.010	0.005	0.005	0.004	0.006	0.054	0.054	0.007	0.004	0.036	0.034	0.017	0.012	0.000	0.006
Al	0.695	0.709	0.730	0.781	0.772	0.802	0.584	0.589	0.250	0.263	0.169	0.162	0.280	0.285	0.549	0.527
Cr	1.197	1.171	1.150	1.116	1.120	1.102	1.089	1.107	1.638	1.633	1.572	1.569	1.367	1.322	1.280	1.239
Fe ³⁺	0.097	0.095	0.106	0.088	0.101	0.084	0.220	0.192	0.092	0.096	0.188	0.201	0.319	0.369	0.171	0.223
V	0.000	0.006	0.000	0.006	0.000	0.000	0.0000	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.367	0.458	0.401	0.393	0.369	0.416	0.463	0.492	0.439	0.434	0.503	0.464	0.533	0.535	0.432	0.451
Mn	0.000	0.010	0.011	0.000	0.000	0.008	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.103
Mg	0.638	0.542	0.593	0.613	0.635	0.581	0.582	0.562	0.568	0.571	0.533	0.563	0.485	0.477	0.506	0.429
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
ульвошпинель	0.54	0.99	0.47	0.53	0.35	0.59	5.37	5.35	0.73	0.43	3.59	3.42	1.71	1.18	0.000	0.57
шпинель	34.77	35.44	36.51	39.04	38.60	40.11	29.21	29.43	12.50	13.13	8.43	8.11	13.99	14.27	27.45	26.35
хромит	59.86	58.54	57.72	55.78	56.01	55.11	59.44	55.37	81.88	81.64	78.58	78.44	58.36	66.09	63.99	61.93
магнетит	4.83	5.03	5.30	4.65	5.04	4.20	10.98	9.84	4.89	4.80	9.40	10.03	15.94	18.46	8.54	11.15
100·Cr/Cr+Al	63.3	62.3	61.3	58.8	59.2	57.9	65.1	65.3	86.8	86.1	90.3	90.6	83.0	82.2	70.0	70.2
100·Fe/Fe+Mg	36.5	45.8	40.3	39.1	36.7	41.7	44.4	46.7	41.1	43.6	48.5	45.2	52.4	52.9	46.1	51.2

Продолжение табл. 4

ОКИСЛЫ	9		10		11		12		13		14		15		16	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
TiO ₂	0.68	0.66	0.67	0.62	2.86	2.52	1.38	1.54	1.20	1.25	0.00	0.16	0.00	0.23	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	6.26	6.25	10.26	10.28	4.13	4.14	8.11	6.91	35.81	34.12	21.87	18.59	17.88	16.09	20.00	19.82
Cr ₂ O ₃	53.00	52.88	53.08	53.07	59.76	59.47	56.67	57.55	27.01	27.97	47.11	51.18	52.50	51.03	50.65	50.58
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	30.14	29.30	24.68	24.41	22.36	21.34	20.27	19.40	21.30	21.40	17.33	19.63	16.56	20.18	15.57	15.27
MnO	0.37	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.48	9.23	10.97	10.94	11.45	11.28	13.27	12.90	14.27	13.82	14.29	10.40	12.54	100.28	13.84	13.85
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	0.00	0.27	0.00
Сумма	99.93	98.93	99.97	99.62	100.58	98.75	99.70	98.30	99.59	98.82	100.60	99.96	99.48	100.81	100.23	99.50
Fe ₂ O ₃	12.39	11.69	7.82	7.64	4.79	4.36	6.62	5.59	4.86	4.73	3.79	0.43	1.10	0.89	1.82	1.54
FeO	18.99	18.78	17.64	17.53	18.08	17.42	14.32	14.37	16.92	17.14	13.92	19.24	15.57	19.38	13.93	13.88
Сумма	101.17	100.10	100.75	100.39	101.04	99.19	100.36	98.86	100.08	99.29	100.98	100.00	99.59	100.90	100.51	99.65
Катионный состав																
Ti	0.017	0.017	0.016	0.015	0.072	0.064	0.034	0.038	0.026	0.028	0.000	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000
Al	0.248	0.250	0.395	0.397	0.162	0.166	0.311	0.271	1.223	1.183	0.786	0.696	0.665	0.605	0.726	0.725
Cr	1.405	1.418	1.371	1.378	1.574	1.595	1.459	1.512	0.619	0.651	1.131	1.286	1.309	1.362	1.232	1.239
Fe ³⁺	0.313	0.298	0.192	0.189	0.120	0.111	0.162	0.140	0.106	0.105	0.087	0.010	0.026	0.021	0.042	0.035
V	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.533	0.533	0.482	0.481	0.503	0.494	0.390	0.390	0.410	0.422	0.353	0.511	0.411	0.512	0.359	0.360
Mn	0.011	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.474	0.467	0.534	0.535	0.569	0.570	0.644	0.639	0.061	0.606	0.647	0.492	0.589	0.489	0.633	0.640
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
ульвошпинель	1.72	1.68	1.65	1.53	7.17	6.43	3.338	3.85	2.61	2.77	0.00	0.38	0.00	0.55	0.00	0.00
шпинель	12.38	12.50	19.78	19.87	8.11	8.28	15.57	13.54	61.15	59.17	38.14	34.82	33.24	30.25	36.28	36.23
хромит	70.27	70.90	68.57	68.78	78.72	79.73	72.95	75.62	30.93	32.53	56.64	64.28	65.45	68.12	61.61	61.67
магнетит	15.63	14.92	10.02	9.82	6.00	5.56	8.11	6.99	5.30	5.54	4.33	0.51	01.31	1.07	2.11	2.80
100•Cr/Cr+Al	85.0	85.0	77.6	77.6	90.7	90.6	82.4	84.8	33.6	35.5	59.1	64.9	66.3	59.2	62.9	63.1
100•Fe/Fe+Mg	52.9	53.3	47.4	47.4	46.9	46.4	37.7	38.5	40.0	41.0	35.3	50.9	41.1	51.4	38.1	36.0

Окончание табл. 4

ОКСИДЫ	17		18		19		20		21		22		23		24	25	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр	край
TiO ₂	0.33	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.24	4.23	1.31	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.04	17.91	17.79	18.22	57.51	58.61	59.85	59.72	15.86	14.32	4.91	4.67	38.78	34.92	59.23	58.56	57.75
Cr ₂ O ₃	50.55	51.61	50.62	49.98	9.27	9.41	8.68	8.83	33.10	32.35	30.46	29.44	28.43	30.07	9.75	9.18	9.11
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.76	16.93	18.90	18.39	11.22	10.90	11.26	11.08	35.51	43.04	49.93	49.71	20.08	20.71	10.53	10.83	10.67
MnO	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.93	0.43	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.05	11.82	10.47	11.42	21.15	21.27	21.00	21.15	9.83	2.31	9.69	8.98	14.24	13.90	21.74	21.30	21.08
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.36	0.00	0.20	0.35	0.00	0.26	0.00	0.24	0.00	0.029	0.00	0.034
Сумма	100.73	98.21	99.15	98.01	99.15	100.55	100.77	100.99	99.44	98.25	96.99	94.67	997.77	99.60	101.54	99.87	98.93
Fe ₂ O ₃	1.04	0.72	0.79	1.68	2.96	2.51	1.78	2.00	14.21	11.94	35.23	34.44	4.69	4.93	2.37	2.38	2.60
FeO	15.82	16.28	18.19	16.87	8.56	8.64	9.68	9.29	22.72	32.89	18.15	18.72	15.86	16.27	8.40	8.72	8.33
Сумма	100.93	98.34	99.23	98.18	99.45	100.80	100.95	101.19	100.86	99.45	100.53	98.09	100.24	100.09	101.78	100.11	99.19
Катионный состав																	
Ti	0.008	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.103	0.110	0.034	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.728	0.678	0.673	0.690	1.753	1.762	1.792	1.785	0.602	0.584	0.198	0.194	1.250	1.199	1.761	1.769	1.763
Cr	1.232	1.307	1.289	1.269	0.189	0.190	0.179	0.177	0.846	0.885	0.824	0.820	0.648	0.693	0.194	0.188	0.186
Fe ³⁺	0.024	0.017	0.019	0.041	0.058	0.048	0.034	0.038	0.345	0.311	0.910	0.913	0.102	0.108	0.045	0.045	0.051
V	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.408	0.436	0.488	0.453	0.185	0.184	0.205	0.197	0.615	0.952	0.52	0.551	0.3983	0.397	0.177	0.018	0.180
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.027	0.012	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.600	0.564	0.501	0.547	0.815	0.808	0.795	0.799	0.472	0.119	0.494	0.471	0.612	0.603	0.817	0.813	0.813
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.007	0.000	0.004	0.009	0.000	0.007	0.000	0.006	0.000	0.006	0.000	0.007
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
ульвошпинель	0.77	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.27	11.01	3.37	3.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
шпинель	36.42	33.80	33.65	34.50	87.65	88.10	89.60	89.24	30.11	29.60	9.91	9.70	62.51	59.97	88.04	88.44	88.14
хромит	61.61	65.33	64.46	63.46	9.47	9.49	8.69	8.85	42.14	44.24	21.22	40.99	32.40	34.63	9.72	9.30	9.32
магнетит	1.21	0.87	1.17	2.04	2.88	2.41	1.70	1.91	17.97	15.55	45.50	45.65	5.08	5.40	2.24	2.27	2.54
100·Cr/Cr+Al	62.8	65.9	65.7	64.8	9.8	9.7	8.8	8.0	58.3	60.2	80.6	80.9	34.1	36.6	9.9	9.5	9.6
100·Fe/Fe+Mg	40.5	43.6	49.4	45.3	18.5	18.6	20.5	19.8	56.5	88.9	51.2	53.9	38.5	39.7	17.8	18.7	18.2

2. Породы (табл. 1, № 1,2,6,15 и др.) в сравнении с известными данными по кимберлитам мира близки к таковым, особенно к некоторым базальтоидным кимберлитам [8]. Но в отличие от последних они характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . В сравнении с якутинскими приморские кимберлиты близки к трубке Русловой [8].

Как особенность кимберлитовых пород Курханского участка следует отметить высокую степень их изменения, что отражено в химических анализах большими потерями, и наблюдается при петрографических исследованиях. Для определения степени контаминации на основе химических анализов нами была использована методика Р.Митчелла [26]. Наименьшей степенью контаминации обладают породы, представленные анализами 1 и 2, чуть выше это свойственно породам под № 15 (табл. 1).

Таким образом, первичный состав пород установить трудно. Ближе всего к первоначальному составу породы № 1 и 6, в меньшей степени - № 15, которые соответственно могут быть отнесены к базальтовым кимберлитам (т.е. неслюдистым кимберлитам) и к пироксеновым перидотитам.

3. Габброидные породы, которые обильно встречаются в скв. 5, безусловно, не могут быть отнесены к кимберлитовой ассоциации, но присутствие этой серии пород, представляющей предположительно более ранние фазы докимберлитового магматизма, показывают, что щелочной характер этого региона является закономерной особенностью. Эта тенденция, как будет показано ниже, проявлена и у более молодых образований [2,6,13].

Все габброидные породы относятся к щелочным разностям. По химическому составу они могут быть отнесены либо к лейцитовым тефритам, либо к калиевым меланократовым габбро (см. табл. 1). Кроме того, для них характерно и высокое содержание стронция и бария (1000 и 1900 ppm соответственно), т.е. породы серии по петрохимическим особенностям проявляют шошонитовую тенденцию. С другой стороны, в некоторых разностях появляется высокая магнезиальность при наличии повышенных содержаний калия, и особенно высокого K/Na соотношения. Для всех пород, как ультраосновных, так и основных членов этой ассоциации характерно преобладание, а иногда и резкое преобладание, калия над натрием, при весьма низкой глиноземистости и повышенной титанистости. Это свойственно ультраосновным членам серии. Находка среди щелочных габброидов калиевой роговой обманки (рихтерита) (табл.3, № 8), при прочих петрохимических особенностях, а именно: высокой магнезиальности, резком преобладании калия над натрием и высоким содержании стронция и бария, дает основание считать, что некоторые члены серии имеют лампроитовую тенденцию, но не более, так как

по соотношению суммы щелочей и глинозема их нельзя отнести к лампроитам.

С другой стороны, для пород этой серии свойственна высокая железистость, как это отмечалось и для ультраосновных пород. Эта особенность имеет региональный характер. Как отмечает С.С.Зимиин [5], высокая железистость характерна для интрузивных и эффузивных фаций офиолитовой ассоциации, что безусловно отражает особенность состава мантийного субстрата.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все известные месторождения промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок, согласно правилу Клиффорда [14,20 и др.], сосредоточены в пределах древних кратонов. В подвижных поясах, разделяющих эти кратоны, такие трубки считались не алмазоносными и представлены некимберлитовыми породами. Впоследствии, на примере Африки, было обращено внимание на тот факт, что большая часть кимберлитовых трубок имеет связь с линейными зонами тектонической активизации, пересекающими архейские кратоны. По времени проявления кимберлитовый магматизм приурочен к эпохам воздымания этих областей. Большинство исследователей сходятся во мнении, что наиболее перспективными в отношении алмазов являются кимберлитовые трубки краевых частей архейских кратонов [18,21; и др.).

Обращает на себя внимание тот факт, что проявления кимберлитового магматизма, частично алмазоносного, связано с мегаструктурами центрального типа, приуроченных к древним кратонам, испытавшим многократные эпохи активизации, начиная с архея и по настоящее время. Такие центры глубинного магматизма связываются с внедрением астеносферных расплавов, инициируемых потоком глубинных флюидов, возможно обусловленных взаимодействием внешнего ядра и нижней мантии, что может быть описано моделью плюмного вулканизма [20,22,23; и др.]. Как правило, такие центры на протяжении всей истории развития сопровождаются инъекциями расплавов различного уровня генерации и возраста. Начальная стадия развития вулканизма в большинстве базальтовая, если это связано с расколом древнего кратона и рифтингом. За стадией базальтового вулканизма проявляется кимберлит-лампроитовая ассоциация. Примером могут служить структуры центрального типа в Западной Африке и Южной Америке. Так для мезозойской эпохи активизации это проходило в интервалах 180-200, 90-140 и 60 млн лет [20]. Тектоно-магматическая активизация (рифтинг и дрифтинг), связанная с глубинными процессами, только способствовала формированию кимберлитовых расплавов и выносу алмазов в верхние горизонты коры в форме взрывных трубок. При этом, средой, в которой могли образоваться

алмазы, должна быть истощенная литосфера при условии создания высокого давления в центральных струтурах при подъеме астеносферного плюма [4,21,23 и др.].

Таким образом, не вдаваясь в более детальный анализ условий формирования алмазоносных структур и пород, можно констатировать, что главными факторами алмазоносности являются структурный контроль и состав мантии.

Анализ особенностей геологического строения и состава пород района проявления кимберлитового вулканизма северной части Ханкайского массива показывает, что в большинстве все его компоненты подчиняются правилу Клиффорда. Во-первых, трубки расположены в краевых частях жестких блоков, имеющих архейско-нижнепротерозойское основание, разделенных подвижной зоной с позднепротерозойской складчатостью. Эти жесткие блоки (микрократоны) некогда единой Амурской древней мегаструктуры [29], распавшейся в результате неоднократной активизации в позднем протерозое - раннем палеозое, в позднем палеозое и мезозое. В пределах Ханкайского массива известны два таких блока. Западнее располагается кратон Цзямусы, а в пределах Буреинского массива еще несколько древних блоков.

Алмазосодержащие трубки Курханского поля на Ханкайском массиве и лампроиты Буреинского массива [9] располагаются по периферии древнего Ханко-Буреинского раздробленного блока, на границе с подвижными зонами, что в какой-то степени напоминает ту позицию, что занимают алмазоносные месторождения Аргайл и Эллендайл северо-западной Австралии, где последние находятся по краю блока Кимберли на границе с подвижными зонами Холс-Крик и Кинг-Леопольд [19].

Неоднозначно решается вопрос о влиянии такого глубинного линеамента, каким является Западно-Сихотэ-Алинский разлом, который отделяет восточную окраину Ханкайского массива от складчатой зоны. Предполагается, что этот разлом является древним и, возможно, вместе с разломом, отделяющим Матвеевский и Нахимовский "микрократоны" [3], вдоль которого была заложена Кабаргинская позднепротерозойская зона и обновленная в раннем палеозое, обусловили наиболее благоприятные тектонические условия для продвижения вдоль нее ультраосновных интрузий. Следует отметить, что эти зоны играли определяющее значение и в развитии щелочно-базальтоидного магматизма и в мезозое, и кайнозое. Здесь известны щелочно-базальтовые моногенные вулканы в виде трубок взрыва с ксенолитами шпинелевых лерцолитов [2,13]. Как полагает С.Хаггерти [20], такие зоны в пределах Северо-Африканского кратона являются наиболее перспективными в отношении промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок.

К юго-западу от Ханкайского блока на территории Китая известно несколько алмазоносных кимберлитовых полей. Наиболее перспективными алмазоносными районами являются кимберлитовые поля Фуцзянь (провинция Ляонин) и Менъян (провинция Шандунь), где сосредоточена промышленная разработка алмазов. Они располагаются по краю архейского кратона Цзи-Лу-Ляо и ранне-протерозойского складчатого пояса Северо-Китайской платформы. Пространственное расположение кимберлитов Китая свидетельствует о приуроченности их к разломной системе Тяньлу, пересекающей континентальные блоки Южного и Северного Китая (Северо-Китайский кратон) и далее протягивающейся на север через Буреинский массив. Так же, как и в Приморье, с этой зоной связаны как древние, так и молодые центры магматической активности с многократными проявлениями базальт - щелочно-базальтового кимберлитового и лампроитового вулканизма [9,24,27].

Исследователи Китая подчеркивают, что циклы кимберлитового магматизма соответствуют общему подъему региона [1]. Кроме того, подчеркивается, что поля кимберлитовых трубок располагаются вблизи зон пересечений системы Тяньлу с поперечными разломами, одним из которых является широтный Иншань-Яньшанский шов.

Таким образом, структурная позиция размещения кимберлитовых полей Китая и Северного Приморья имеют много аналогий, с той только разницей, что "кратоны" Приморья отличаются большей степенью тектоно-магматической "переработки" и мелкими размерами архейских блоков.

Помимо структурного контроля большое значение для решения вопросов петрогенетической типизации алмазоносных пород имеют минералого-петрологические критерии: прежде всего, наличие ассоциаций минералов, относящихся к особо глубинным фациям, таким, как алмаз-пироповая. Накопленный материал по многим регионам мира показывает, что существуют определенные петрологические, структурные и геодинамические закономерности, свойственные алмазоносным кимберлитам промышленного типа [7,11,16,17,23].

Сравнительный материал особенностей состава глубинных минералов из трубок алмазоносных кимберлитов Якутии, Африки и др. регионов мира с алмазоносными породами трубок северной части Ханкайского массива весьма необходим в виду неопределенности их петрогенетической принадлежности.

Некоторые исследователи, не обладая достаточной информацией, категорически отрицают возможность находок алмазоносных пород на Ханкайском массиве, а обнаруженные алмазы считают техническими. Сам факт находки трубки, в породах которой обнаружен алмаз, отмечает эту категоричность, а

находки алмаза в водотоках в других местах, за пределами Курханского участка, доказывают возможность более широкого распространения алмазоносных пород. Являются ли данные породы производными щелочно-базальтовой магмы или кимберлитовой? Этот вопрос может быть решен только на основании минералогических данных. Наличие же минеральных ассоциаций алмаза, хромсодержащего пироба и высокохромистой шпинели, близкой по составу шпинели из сростков с алмазами Якутии, позволяет предполагать, что комплекс алмазоносных пород трубок является производными глубинной ассоциации, т.е. кимберлитовой, хотя и лампроитовый генезис не исключается.

Как подчеркивалось выше, приморские алмазоносные породы трубок весьма бедны аксессуориями. Их содержания, так же как и в китайских, близки к количеству алмазов, за исключением хромшпинелидов.

При сравнении с известными промышленными типами алмазоносных трубок мира (Якутия, Юж. Африка) просматривается несколько необычный состав алмазоносных пород Приморья - их высокая железистость, низкие титанистость и глиноземистость, что может быть связано с особенностями состава мантии, для которой свойственны такие же петрохимические параметры.

По ряду петрологических, минеральных признаков, а также по возрасту [3], алмазоносные породы Приморья близки к китайским (Шаньдун, Ляолин) [24,29], с той только разницей, что последние развиты на древнем Северо-Китайском кратоне, который в меньшей степени был затронут последующими тектоно-магматическими процессами активизации, особенно мезозойскими.

Можно предполагать, что блоки Ханкайского массива (Матвеевский и Нахимовский), так же как и массив Цзямусы и другие, представляют собой единый кратон (Амурская мегаструктура) [28], который в результате средне-, позднепалеозойского и мезозойского этапов тектонической активизации распался на ряд мелких блоков (микрократонов), в структурах которых сохранились трубки взрыва - как проявления долгоживущего высокомагнезиального калиевого щелочного магматизма с раннего палеозоя по настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-геофизические работы, а также бурение аномалий "трубчатого" типа, скрытых под чехлом современных осадков, на севере Ханкайского массива подтвердили, что они являются трубками, сложенными ксенобрекчиями, в обломках которых, помимо пород фундамента, встречаются ультраосновные породы. Связующая масса в некоторых случаях представлена тонкозернистым агрегатом серпентина,

чешуек талька, тремолита. В тех случаях, когда количество обломков ультраосновных пород возрастает, серпентинизированный матрикс в составе связующей массы преобладает.

Геологические данные и сейсмопрофилирование позволяют считать, что эти трубки с брекчиями пород фундамента и обломками магматических пород и тонкозернистой серпентинизированной связующей массой представлены взрывными фациями. Являются ли все локальные аномалии изометричного типа, обнаруженные здесь геофизическими исследованиями в количестве более ста, трубками взрыва, в настоящее время сказать трудно. Можно полагать по косвенным данным (находки алмазов в водотоках за пределами Курханского поля), что трубки могут быть и в других частях Ханкайского массива.

Изучение состава обломков ультраосновного состава и связующей массы выявили ряд особенностей при сравнении с известными алмазоносными кимберлитовыми трубками мира, главными из которых являются их низкая глиноземистость, калиево-титанистость и высокая железистость. Не исключено, что эта особенность связана с составом мантийного субстрата этого региона. Однако в некоторых случаях обнаруживается близкая аналогия с кимберлитами Якутии (трубка Русловая; [8]).

Объем изученного материала пока не достаточен для окончательного определения генетического и формационного типа магматизма трубок Курханского проявления, однако сравнительный анализ геолого-структурной позиции данного проявления, а также минерального состава трубок с другими регионами мира, позволяет отнести эти породы к алмазоносной кимберлитовой ассоциации. Находка подобных пород в активизированных и "переработанных" древних массивах и блоках "микрократона" окраины Востока Азии представляет собой новый тип алмазоносных провинций, перспективы которых еще следует подтвердить на основе более детальных работ на Курханском поле Приморья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ву Иашань, Джен Юаньшен, Тан Ляньян, Жан Анди. Зависимость алмазоносности кимберлитов от тектонических структур фундамента Сино-Корейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 117-123.
2. Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика. 1960. № 10. С. 46-61.
3. Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г., Дмитрук С.И., Зимин С.С. Кимберлитоподобные алмазоносные породы Северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 103-108.
4. Добрецов Н.А. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 286 с.
5. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.

6. Кушев В.Г., Тюленев А.Е. Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтовых комплексов Приморья и Приамурья // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 1. С. 170-173.
7. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 271. № 2. С. 433-435.
8. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 511 с.
9. Максимов С.О. Пикрит-щелочно-базальтовый магматизм Баджальской вулканической зоны // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ, 1978. С. 87-88.
10. Маракушев А.А. Геодинамические режимы образования алмаза // Бюл. МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 2. С. 3-18.
11. Маракушев А.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А., Панях Н.А., Черенкова А.Ф. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 2. С. 105-121.
12. Плаксенко А.Н. Типоморфизм аксессуарных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1989. 224 с.
13. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Изв. АН СССР, сер. геол. 1963. № 8. С. 43-55.
14. Синицин А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 8-12.
15. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
16. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7-24.
17. Соболев Н.В., Синицин А.В., Кушев В.Г. Структурная металлогения алмазоносных кимберлитов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 3-8.
18. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 298 с.
19. Уайт С.Х., Смит К.В. Структурная и геологическая позиция алмазоносных лампроитовых трубок Аргайл и Эллендейл (Западная Австралия) // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 93-108.
20. Хаггерти С.И. Алмазоносность Западной Африки: структурное положение и продуктивность кимберлитов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 44-61.
21. Dawson J.B. Kimberlites and their Xenoliths. Berlin: Springer Verlag. 1980. 252 p.
22. Grough S.T., Morgan W.I., Hargraves R.B. Kimberlite: Their relation to mantle hot spots // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. № 50. P. 260-274.
23. Haggerty S.E. Kimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 122. P. 57-69.
24. Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Zhao Lei et al. Paleozoic Lithospheric Mantle composition and Processes Beneath North China Platform // Sixth Inter. Kimberlite Conf. Novosibirsk. 1995. P. 336-338.
25. Mathies M., Siebert I.C., Rickwood P.C. Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. V. 26, № 1.
26. Mitchell R.H. Kimberlites, mineralogy, geochemistry and petrology. New-York: Plenum Press. 1986. V. 318. P. 442.
27. Qi Yuxing. Kimberlites in Fuxian, Lianing // 30th Inter. Geol. Congr. Abstr. Beijing, China. 1996. V. 2. P. 396.
28. Sakhno V.G. Plume volcanism of Amurskaya Megastructure Far East // 30th Inter. Geol. Congr. Abstr. Beijing, China. 1996. V. 1. P. 135.
29. Wang G. The distribution pattern of kimberlites and associated rocks in Shandong, China // Kimberlites and Related Rocks. 1989. V. 1. P. 201-206.

Поступила в редакцию 5 мая 1997 г.

V.G. Sakhno, A.P. Matyunin, S.S. Zimin.

The Kurkhanskaya diamond-bearing diatreme from the northern part of the Khanka massif: structure and composition of rocks

Geophysical prospecting carried out in the north of the Khanka massif has shown more than 100 local magnetic anomalies under the cover of modern sediments. When two of these anomalies were drilled, they proved to be volcanic pipes filled with brecciae, which besides Proterozoic and Archean crystalline schists, marbles and other rocks of the basement also contained fragments of ultrabasic rocks. In mineral concentrates extracted from the brecciae were found fragments of diamonds 0.1 - 0.2 mm in size, sometimes aggregated with groundmass. Some of them contained inclusions. Besides diamonds, were sampled chromian pyropes ($Cr_2O_2=2.30-4.74$), magnesia olivines, chromian diopsides, phlogopites and spinellids. Among spinellids, there are high-chromium ($Cr/Cr+Al=80-90\%$) spinellids close in composition to chrome-spinel (in the aggregates with diamonds); medium-chromium ($Cr/Cr+Al=58-65\%$) and high-alumina differences close in composition to spinel from alcremites. Geological and geophysical data as well as mineral assemblages from heavy concentrates (diamond with chromium pyropes and high-chromium spinel) and rocks suggest that these rocks can be referred to the diamond-bearing kimberlite association. The new diamond province under investigation is both of scientific and practical significance, since the Khanka massif has been considered as hardly promising.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЗНЕСЕНСКОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ) ПО ДАННЫМ Rb-Sr- ИЗОТОПИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

И.Н. Говоров, *Н.С. Благодарева, Д.З. Журавлев*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Определены Rb-Sr изохроны трех групп предрудных даек, распространенных на Вознесенском и Пограничном флюоритовых месторождениях: керсантитов (422 ± 16 млн лет; $ISr = 0.70612$), спессартитов (395 ± 20 млн лет; $ISr = 0.70376$), биотит-кальцитовых пикродолеритов (400 млн лет; $ISr = 0.71644$; 0.73041). Эти и установленные ранее параметры Rb-Sr изохрон биотит-протолитионитовых гранитов (441 ± 37 млн лет; $ISr = 0.7073$), топазовых альбититов и грейзенов (384 ± 10 млн лет; $ISr = 0.736$), с которыми ассоциируются базитовые дайки и слюдисто-флюоритовые руды (апокарбонатные грейзены) убедительно показывают сопряженное мантийное (с кимберлитовым трендом) происхождение даек и фтороносных гидротерм при отсутствии генетической связи с коровыми литий-фтористыми гранитами Вознесенского комплекса.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ГРАНИТОИДОВ ВОЗНЕСЕНСКОГО РАЙОНА.

Широко известные геологам-рудникам флюоритовые месторождения Ханкайского срединного массива Приморья (Вознесенский рудный район), открытые и разведанные М. П. Материковым [1] и его учениками (Ю. Г. Иванов, П.Н. Антонов, Э. И. Шкурко и др) в период 40-60 годов, до сих пор остаются крупнейшими в мире по масштабам плавикошпатовой минерализации. Общие запасы главных месторождений - Вознесенского и Пограничного, составляющих компактное рудное поле, исчисляются, по нашим приближенным подсчетам, не менее чем в 50 млн тонн флюорита. В тонких сростаниях с флюоритом, содержание которого в мелкозернистой рудной массе составляет 50-60 %, находится мелкочешуйчатый агрегат калиевых, меньше натриевых литийсодержащих слюдок (мусковит, Li-мусковит, протолитионит, эфесит, Li-флогопит), содержащий в общей массе (около 40 млн тонн) до 4 млн тонн K_2O и 0.5 млн тонн редких щелочей. Характерные для стандартных месторождений плавикового шпата кварц, щелочные полевые шпаты, карбонаты почти полностью отсутствуют, но часто встречаются турмалин и селлаит.

Примечательна форма рудных тел. Наиболее крупное из них, составляющее главную часть Вознесенского месторождения, представляет собой вертикально падающий столб (с площадью 200 x 400 м на поверхности), прослеженный скважинами до глубины около 500 м, где он ограничивается апофизами биотит-протолитионитовых гранитов Вознесенского комплекса. Для Пограничного месторождения характерно сочетание крутопадающих и пологих пластовых залежей, которые контролируются

контактами интрузива биотит-протолитионитовых гранитов и напластованием известняков в сводах и на крыльях антиклинальных складок. Эти особенности морфологии рудных тел, а также присутствие блоков известняков в рудной массе и четкой метасоматической зональности в контактах известняков и слюдисто-флюоритовых рудных тел неоспоримо доказывают типичное метасоматическое происхождение последних. Большую роль в фильтрации метасоматических фтороносных растворов играли системы трещин, пересекающих вмещающие осадочные и интрузивные породы, заполненные базитовыми дайками разнообразного состава.

Подробное описание геологического строения Вознесенского рудного района, его флюоритовых и оловянных месторождений приведено в монографиях [5,16]. Значительная часть данных, касающихся стратиграфии и структуры района, а также геологии самих месторождений за время, прошедшее с выхода работ из печати, не претерпела заметных изменений. Однако, благодаря большому объему изотопных Rb-Sr определений, проведенных в последние годы [14,15], существенно изменились представления о возрасте, последовательности формирования интрузивных пород и их соотношениях с фтористой минерализацией. Главная черта геологии Вознесенского рудного района состоит в его приуроченности к обособленному блоку нижнекембрийских миогеосинклинальных карбонатно-терригенных отложений небольшой мощности (около 5 км), который как бы случайно сохранился в краевой восточной части огромного Гродековского плутона биотитовых гранитов [16]. Предполагается, что они образовались в процессе коллизии двух докембрийских кристаллических массивов (террейнов) - Ханкайского, выходы которого изучены севернее Возне-

сенского района, и Дзямусского, слагающего приграничную территорию КНР [18]. В отличие от петрографического и хронологического однообразия гродековских гранитов, вероятно, возникших путем магматического замещения докембрийских гнейсов и сланцев [19], магматические образования Вознесенского района представлены малыми интрузивными формами и резко контрастны друг другу как по составу, так и по возрасту.

Систематическое определение Rb-Sr изохрон представительных выборок проб по наиболее типичным интрузивам позволило подразделить гранитоидный магматизм Вознесенского района на три этапа: ордовикский - формирование главных интрузивов биотитовых и биотит-протолитионитовых гранитов (452-441 млн лет), силурийский - внедрение диорит-монзонитов Вознесенского комплекса (415 ± 48 млн лет) и формирование Гродековского плутона (411 ± 14 млн лет), девонский - внедрение григорьевских биотитовых гранитов (396 ± 7 млн лет) и риолитов Малоюрославского вулкана (379 ± 56 млн лет)[15]. Интересные данные получены для начальных отношений изотопов стронция ($ISr = {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$). Большинство опробованных массивов имеют близкие величины к типично коровому значению (0.7073-0.7094). С учетом цифр, полученных авторами [15] для гнейсов Ханкайского массива - матвеевской свиты верхнего архея (0.705-0.709) и нахимовской свиты нижнего протерозоя (0.705-0.711), эти данные определенно указывают на анатексис гнейсового докембрийского фундамента Ханкайского кратона как главный механизм образования гранитных магм Вознесенского района. Различия их состава были связаны, очевидно, как с различным составом исходных пород (высокоглиноземистые гнейсы, гранито-гнейсы, основные кристаллосланцы и др.), так и с меняющимся составом трансмагматических флюидов.

Большую неожиданность представили цифры ($ISr = 0.736$; 384 ± 10 млн лет), полученные для грейзенизированных протолитионитовых гранитов Пограничного месторождения (скв. 407). Эти породы представляют собой своеобразные топазовые альбититы и альбит-кварц-топазовые грейзены, отличающиеся от обычных биотит-протолитионитовых гранитов в основном повышенным содержанием фтора. Как показал обзор специальной литературы, полученные значения ISr для топазовых альбититов и грейзенов оказались сопоставимы с данными, известными для слюдяных (флогопитовых) кимберлитов [8]. Исходя из этого мы высказали предположение [15], что в пределах Вознесенского района (Приханкайский блок) на глубине произошла интрузия кимберлитоподобной магмы и именно она послужила источником тепла и водно-фтористо-калиевых флюидов, обеспечивших фтористый метасоматоз

известняков и образование уникальных флюоритовых месторождений. Это предположение требовало детального изучения базитовых даек, непосредственно предшествовавших оруденению, что и было выполнено авторами настоящей статьи.

ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ БАЗИТОВЫХ ДАЕК

Дайки широко распространены в Вознесенском рудном районе, но и в этой части следует подчеркнуть то его своеобразие, что в пределах центральной структуры северо-западного простирания, где сосредоточены главные флюоритовые месторождения, а также интрузивы биотит-протолитионитовых гранитов и диорит-монзонитов, дайки основного состава резко преобладают над кислыми и мезитовыми дайками. Последние, представленные в основном диоритовыми порфиритами, обычны для окраин района, где размещаются биотитовые граниты Вознесенского комплекса (Чихезский, Ярославский, Первомайский массивы с их оловорудными месторождениями), а также Григорьевский и Гродековский массивы. В большинстве своем базитовые дайки замещены вторичными гидросиликатами, что существенно затрудняет определение их первоначального петрографического и химического состава. Только благодаря систематической документации кернов многочисленных скважин, вскрывающих рудные тела, удалось отобрать представительную коллекцию относительно свежих пород и подразделить их на три группы: диабазы (нередко оливинные), спессартиты и керсантиты [5]. По внешнему виду представители названных групп не отличаются. Это очень темные, почти черные, иногда с зеленоватым оттенком породы с неясно обозначенными более светлыми порфиоровыми выделениями полевых шпатов и плотной основной массой. Насколько можно судить по керну скважин, дайки имеют преимущественно субмеридиональное простирание, совпадающее с общим простиранием центральных рудных зон. Мощность даек при общем крутом падении в среднем 2-4 м, хотя встречаются раздувы до 10 м.

Наиболее основные дайки, первоначально названные оливинными диабазами [5], а позднее М.Г. Руб и А.К. Руб [13] в соответствии с новой петрографической номенклатурой пикродолеритами, наиболее детально изучены нами на Пограничном месторождении в скв. 287, пробуренной в центральной части интрузива биотит-протолитионитовых гранитов. Здесь на глубине 118-123 м дайка пикродолеритов пересекает кварцево-топазовые грейзены, вмещающая при этом как бы закапсулированные в магматической массе ксенолиты мусковит-кварцевого грейзена с незначительной примесью топаза и флю-

орита. Аналогичные мусковит-кварцевые грейзены вскрыты скважиной близ поверхности непосредственно в эндоконтакте интрузива и ниже сменились кварц-топазовыми грейзенами. Эти и другие наблюдения такого рода позволили выделить два этапа грейзенизации и, как отмечалось выше, связать привнос главной массы фтора и образование флюоритовых месторождений с вторым этапом, отделенным от внедрения и затвердения биотит-протолитионитовых гранитов длительным периодом времени (около 40 млн лет).

Детальное микроскопическое изучение пикродолеритов (скв. 287 и др.) и сравнение результатов их химических анализов с анализами других групп базитовых даек показали исключительное своеобразие этих пород. Они состоят из фенокристов (0.5-2 мм в поперечнике) серпентинизированного оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, редких пластинок биотита, погруженных в мелкозернистый агрегат кальцита явно первичного облика. По пироксену развиваются зеленый амфибол и биотит, по плагиоклазу - серицит и эпидот. Примечательно присутствие в основной массе цепочек мелких зерен кварца и флюорита, особенно заметных на границах с вмещающим пикродолеритом кварц-топазовым грейзеном. Это указывает на привнос в породу кремнекислоты и фтора в процессе продуктивной грейзенизации гранита.

Соответственно установленному минеральному составу описанные дайки выделяются нами под названием биотит-кальцитовых пикродолеритов. Кроме упомянутой скв. 287 они распространены на других участках Пограничного и Вознесенского месторождений. В то же время здесь встречаются и дайки обычных диабазов, в том числе оливиновых (т.е. пикродолеритов), которые преимущественно распространены в восточной части района (Ярославское рудное поле).

Спессартиты в основном принадлежат к лампрофировой группе. Максимальное число их отмечается в пределах Вознесенского месторождения от его южного (скв. 814) до северного (скв. 508) флангов. Но целый ряд даек вскрыт на Пограничном месторождении (скв. 20 и др.) и здесь удается проследить участки их внедрения в тела диорит-монцититов. В шлифах спессартиты выглядят очень эффектно: это хорошо образованные фенокристы (0.5-3 мм) базальтической роговой обманки и основного плагиоклаза, реже биотита и клинопироксена в основной мелкозернистой массе примерно такого же минерального состава. Вторичные изменения в общем умеренные.

Керсантиты имеют более широкий ареал распространения, чем спессартиты. Они нередко встречаются за пределами собственно флюоритового

рудного поля, чаще на Южном участке Ярославского месторождения среди замещающих их касситерит-турмалин-флюоритовых руд (апокарбонатных грейзенов). Наиболее детально керсантиты изучены нами на Вознесенском месторождении в пределах его южного фланга (участок Долинный, скв. 804, гл. 12-105 м) и в центральной части (скв. 338, гл. 149-155 м), на самом северном фланге (участок Нагорный, скв. 37, 36-44). Керсантиты - зернистые породы с широко меняющимся минеральным составом. Наиболее меланократовые (темнобурые) разности обогащены биотитом с сильным плеохроизмом в коричнево-розовых тонах и содержат много клинопироксена. Полевые шпаты представлены основными плагиоклазами и калиевым полевым шпатом, причем даже в самых меланократовых образцах последний преобладает над плагиоклазом (табл. 1, обр. 10516). Более распространены умеренно меланократовые разности с примерно одинаковыми соотношениями биотита и плагиоклаза и подчиненным количеством калиевого полевого шпата. В одной из таких даек увеличенной мощности встречена тонкая дайка светлой породы, состоящей из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и биотита (табл. 1, обр. 10434), которая может быть названа керсантитовым аплитом, возможно, образовавшимся как заполнение остаточным расплавом трещины сокращения объема во вмещающем нормальном керсантите. Важные наблюдения возрастных соотношений керсантитов с другими меланократовыми породами были сделаны при изучении скв. 804. На интервале 12-105 м она вскрывает в основном диорит-монцититы Долинного штока, среди которых устанавливаются более темноокрашенные подчиненные по количеству участки керсантитов. Полевые наблюдения показывают, что последние пересекаются жилками диоритов, отвечающими от вмещающей породы, т.е. керсантиты имеют более ранний возраст и представляют собой ксенолиты, захваченные при внедрении монцититовой магмы.

Полные химические анализы образцов, взятых для изотопных определений (см. табл. 1) достаточно хорошо увязываются с их минеральным составом. Общей чертой всех анализов является умеренное и примерно одинаковое (2-4 %) содержание воды, т.е. относительно небольшая степень вторичных гидротермальных изменений. Поэтому в табл. I, где анализы пересчитаны на сумму 100 % для наглядности их сравнения, количество сорбированной и связанной воды не указывается. Во всех породах кроме пикродолеритов определено еще незначительное количество углекислоты. Правда, содержание ее колеблется в довольно широких пределах (0.7-7 %). Поэтому содержание углекислоты, так же как и

Таблица 1.

Химический состав проб, взятых для изотопных исследований

N п/п	1	2	3	1х	2х	3х	4	5	6	7	8	9	10
N	131	132	137	131	132	137	7286	509	514	585	10516	10332	10434
пробы													
SiO ₂	46.60	52.93	50.90	37.97	44.35	42.06	44.82	46.19	49.27	58.00	45.25	52.50	77.94
TiO ₂	1.16	1.02	1.01	0.95	0.85	0.83	1.37	1.22	1.08	1.25	1.00	1.13	0.02
Al ₂ O ₃	15.57	14.50	15.28	12.69	12.15	12.63	18.15	19.66	16.38	17.44	10.44	18.08	10.94
Fe ₂ O ₃	0.02	1.58	0.02	0.02	1.32	0.02	2.75	1.77	2.56	4.70	2.68	2.09	0.06
FeO	9.68	7.49	9.58	7.89	6.28	7.91	9.65	9.86	9.64	3.65	5.41	10.04	2.62
MnO	0.92	0.63	0.81	0.75	0.53	0.67	0.23	0.18	0.14	0.15	0.21	0.24	0.02
MgO	8.50	8.68	9.03	6.93	7.27	7.56	7.00	6.68	6.80	3.17	14.54	3.04	1.28
CaO	12.73	9.61	9.09	10.38	8.05	7.46	41.16	9.94	7.91	6.65	9.58	5.89	2.89
Na ₂ O	0.19	0.20	0.11	0.15	0.16	0.09	2.22	2.28	2.90	3.33	1.17	3.52	0.19
K ₂ O	3.80	2.64	3.38	3.10	2.21	2.60	2.13	1.62	2.51	1.84	6.77	2.59	2.93
P ₂ O ₅	0.35	0.35	0.33	0.29	0.29	0.26	0.43	0.66	0.60	0.42	1.02	0.75	0.15
F	0.45	0.37	0.42	0.37	0.31	0.34	0.09	0.15	0.18	0.05	2.91	0.12	1.53
CO ₂	(18.09)	(15.58)	(16.62)	18.62	16.20	17.35	(3.12)	(0.94)	(1.31)	(0.0)	(7.08)	(0.0)	(0.0)
f. ат. %	0.40	0.36	0.37		0.49	0.49	0.49	0.44	0.49	0.58	0.31	0.68	0.54

Примечание: 1-3 - биотит-кальцитовые пикродолериты, 4-7 - спессартиты, 8-10 - керсантиты. Анализы приведены к сумме 100% с исключением содержания воды и углекислоты (показаны в скобках); анализы 1^х, 2^х, 3^х рассчитаны с учетом углекислоты, т.е. по схеме расчета состава кимберлита. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН С.П.Славкиной.

воды, исключено при пересчете суммы на 100 %, хотя и показано в скобках.

Совершенно иная, ранее не предполагавшаяся особенность распределения углекислоты обнаружена в биотит-кальцитовых пикродолеритах, причем не только в единичных пробах, взятых для изотопных определений, но и во всех других образцах, проанализированных нами. Содержание углекислоты здесь устойчиво составляет 15.5-18.5 %, чему соответствует высокое содержание кальция, не коррелирующееся с содержанием алюминия и почти полным отсутствием натрия (компонентов плагиоклаза). Напротив, содержание калия в породе, учитываемая низкую концентрацию кремнекислоты, явно повышенное, что позволяет в данном случае говорить о кимберлитовом тренде пород. Следует отметить, что содержание кремнекислоты первоначально было, вероятно, еще ниже, а содержание магния - еще выше. Это обусловлено тем, что при замещении оливина на более богатый кремнекислотой серпентин в условиях, когда дайки пикродолеритов затвердевают в граните, из последних в основную массу привносится кремнекислота.

В табл. I наряду с общим вариантом пересчета (без летучих) приведен вариант пересчета по кимберлитовой схеме - с включением углекислоты в первичный состав породы [6, 10]. Он показывает, что биотит-кальцитовые пикродолериты Вознесенского района очень близки по составу к пикритовым порфиритам кимберлитовых полей, особенно если учесть первично более низкое содержание кремнекислоты в породе. Примечательной чертой пикродолеритов является сравнительно высокое содержание рубидия (табл. 2), несвойственное типичным кимберлитам и пикритовым порфиритам. В то же время по содержаниям стронция, бария, хрома названные породы достаточно сходны.

Химизм спессартитов отвечает стандартному типу. Это ряд пород от достаточно основных (табл. 1, обр. 7286) до мезократовых (см. табл. 1, обр. 585) с высоким содержанием глинозема, кальция, железа, натрия, что соответствует высокому содержанию плагиоклазов и роговой обманки. Напротив, составы взятых для исследований керсантитов весьма контрастны. Здесь имеются высокомагнезиальные и очень богатые калием разности (см. табл. 1, обр. 10516), с очень высоким содержанием бария (1634 г/т), хрома (1000 г/т); породы переходного состава к спессартитам (см. табл. 1, обр. 10332) и кислая порода (см. табл. 1, обр. 10434), отличающаяся почти полным отсутствием натрия при повышенном содержании калия и ураганном содержанием рубидия.

Изотопные исследования проведены в ИГЕМ РАН (г. Москва) по методике, описанной в работах

Таблица 2

Параметры Rb-Sr изохрон базитовых даек Вознесенского района

№п/п	N пробы	Содержание, мкг/г		
		Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Изохрона керсантитов: $T = 422 \pm 16$ млн лет, $ISr = 0.70612 \pm 0.0005$				
1	10332	184	1001	0.5324 ± 23
2	10516	1248	533	6.797 ± 26
3	10434	1740	136	37.88 ± 16
Изохрона спессартитов: $T = 395 \pm 20$ млн лет, $ISr = 0.70376 \pm 0.0003$				
4	7286	660	653	2.929 ± 11
5	509	1137	233	0.5938 ± 25
6	514	86.0	664	0.3750 ± 18
7	585	64.7	501	0.3736 ± 18
Пикродолериты в расчете на 400 млн лет ^{х)}				
Проба 131 - $ISr = 0.71600$				
8	131	1484	529	8.169 ± 32
Проба 137 - $ISr = 0.71688$				
9	137	1200	363	9.634 ± 38
Проба 132 - $ISr = 0.73041$				
10	132	1079	499	6.287 ± 24

^{х)} Расчет по формуле: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{LT} - 1)$, где L - постоянная распада рубидия.

[4, 9]. Полученные величины отношений изотопов стронция и рубидия (см. табл. 2) позволили рассчитать корректные изохроны для даек керсантитов и спессартитов, хорошо согласующиеся с полученными ранее [15] для других типов пород Вознесенского района, а также провести приближенный расчет начальных отношений изотопов стронция для биотит-кальцитовых пикродолеритов. Как видно из табл. 2 и диаграммы рис. 1, наиболее ранний возраст (422 ± 16 млн лет) имеют дайки керсантитов. Следует отметить, что точка 3 (проба 10434 - керсантитовый аплит) показана на диаграмме условно, т.к. соответствующие ей изотопные отношения несоразмерно превышают все другие, фигурирующие на диаграмме. Величина, полученная для керсантитов, хорошо согласуется с несколько более поздним возрастом, замеренным для диорит-монцонитов (415 ± 48 млн лет.) [15], поскольку последние, как указывалось выше, содержат ксенолиты керсантитов. Виртуальные точки спессартитов (4, 5, 6, 7) имеют компактное расположение и при расчете дают возраст 395 ± 20 млн лет, промежуточный между возрастом диорит-монцонитов и фтористого метасоматоза гранитов и известняков (384 ± 10 млн лет) [15]. Датировки, полученные для даек, в сравнении с ранее известными для диорит-монцонитов позволяют предполагать, что диорит-монцониты образовались в результате смешения (синтексиса) магм, а именно при проникновении спессартитовых расплавов в остаточные очаги биотит-протолитионитовых интрузивов.

Важную петрогенетическую информацию дают полученные для исследованных даек величины

начальных отношений изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ISr). Очень низкая "мантийная" величина получена для спессартитов ($ISr = 0.70376$). Более высокую, но также не выходящую за пределы мантийного поля, величину начального отношения имеют керсантиты ($ISr = 0.70612$). В противоположность этому для даек биотит-кальцитовых пикродолеритов получе-

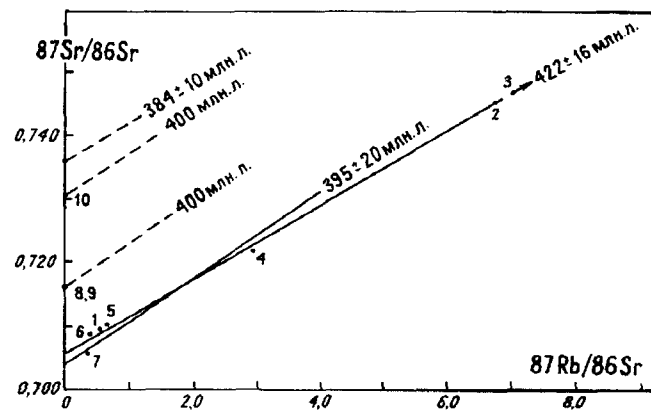


Рис. 1. Rb-Sr - изохроны дорудных базитовых даек флюоритовых месторождений Вознесенского района

Изохрона даек керсантитов (виртуальные точки 1, 2, 3): возраст 422 ± 16 млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70612$. Изохрона даек спессартитов (виртуальные точки 4-7): 395 ± 20 млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70376$.

Дайки биотит-кальцитовых пикродолеритов в расчете на 400 млн лет: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71600$ (виртуальная точка 8); 0.71688 (виртуальная точка 9); 0.73041 (виртуальная точка 10). Изохрона топазовых альбититов и грейзенов: 384 ± 10 млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.736 \pm 0.009$ [15].

Номера виртуальных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

ОБ ИСТОЧНИКАХ ФТОРА ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Новая концепция источника фтора промышленных плавикошпатовых месторождений побуждает коротко коснуться проблемы первичного источника фтора в рудообразовании. Как известно, преобладающая по количеству часть месторождений этого элемента относится к кварцево-флюоритовому, кальцит-флюоритовому и адуляр-флюоритовому типам, которые пространственно связаны с кислыми гранитоидными интрузивами (например, месторождение Солнечное в Восточном Забайкалье) и дацит-риолитовыми покровами. Для тех и других пород обычно устанавливается повышенное содержание фтора (до 1000 г/т), поэтому накопление рудных концентраций связывается с процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации кислой магмы. Первичным источником фтора для таких пород, распространенных в областях с докембрийским метаморфическим фундаментом, предположительно являются основные гнейсы и кристаллосланцы, меланократовые гидросиликаты которых богаты фтором [6]. Особенно убедительно это выглядит там, где ранние фазы комплексов представлены гранитоидами повышенной основности, как, например, на Становом хребте и на месторождении Амдерма на Урале. Обычно месторождения этой группы относятся к разряду мелких. Довольно большое количество их обнаружено в пределах российской части Ханкайского массива [16]. Однако эксплуатационные работы проводились только на небольшом месторождении, расположенном близ графитового рудника Люмао в Хейлунцзянской провинции КНР.

Месторождения флюорита, связанные с проявлениями позднемезозойского вулканизма, широко распространены в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, где они выделены А.Д. Щегловым в качестве особого Приморского флюоритового пояса [21]. Среди них встречаются довольно крупные объекты, например, Соболевское месторождение адуляр-флюоритового типа, ассоциирующееся с золото-серебряными месторождениями [16]. По мнению А.Д. Щеглова [21], Приморский пояс входит в систему флюоритовых поясов Тихоокеанского сегмента, симметрично расположенных по западному и восточному флангам. Это тектоническое положение и другие особенности флюоритовых поясов позволили А.Д. Щеглову высказать предположение о сложной дифференциации мантийного вещества на риолитовую и базальтовую составляющие, путем "зонной плавки" при активной фторовой дегазации мантии.

Более определенно решается вопрос об источнике фтора крупных полей эпитермальных место-

ны очень высокие изотопные отношения, варьирующие в широких пределах. Последнее, естественно, препятствовало построению линейной изохроны, но не исключало возможности расчета величины начального изотопного отношения для каждой пробы, если известен ее абсолютный возраст. Он был условно принят как 400 млн лет, с учетом возраста даек спессартитов, которые, как и дайки пикродолеритов, непосредственно предшествовали развитию массового фтористого метасоматизма. На диаграмме рис. 1 эти величины показаны точками на оси ординат ($ISr = 0.71600, 0.71688; 0.73042$). Еще выше них находится точка $ISr = 0.736 \pm 0.009$, рассчитанная для топазовых альбититов [15]. Вся эта совокупность, учитывая заведомо мантийный характер и кимберлитовый тренд состава биотит-кальциевых пикродолеритов, подтверждает наше первоначальное предположение о генетической связи литий-калиево-фтористых флюидов, осуществивших метасоматическое замещение известняков с образованием слюдисто-флюоритовых руд, с деятельностью глубинного очага кимберлитоподобной магмы [15].

А.И. Ромашкин (см. рецензию на статью) полагает, что описанные нами пикродолериты лучше сопоставляются с основными фойдитами или с лампроитами. Что касается фойдитов - типичных щелочных пород, то такое предположение полностью исключается, т.к. биотит-кальцитовые пикродолериты и вся связанная с ними серия лампрофиров представляет собой породы нормальной, реже слабо повышенной (за счет высокого содержания калия) щелочности. Более того, щелочные породы вообще не известны в пределах Вознесенского района и прилегающих площадей Ханкайского массива. В отношении лампроитов предположение А.И. Ромашкина не кажется невероятным. Эти породы имеют общие черты петрогенезиса и состава с кимберлитами и, подобно последним, нередко обнаруживают необычно высокие (ISr до 0,721) первичные отношения изотопов стронция [25, 26, 28].

Можно предполагать, что непосредственно в кровле глубинного интрузива кимберлитоподобной (или лампроитоподобной?) магмы вмещающие перидотиты подверглись фтористо-калиевому метасоматозу с выплавлением расплавов, сформировавших дайки керсантитов. Верхняя, видимо, более широкая зона испытала менее интенсивный метасоматоз и при последующем подъеме геоизотерм послужила субстратом локальных очагов спессартитовых расплавов. Наконец, сами остаточные магматические камеры интрузива послужили источником расплавов биотит-кальцитовых пикродолеритов и калиево-фтористых флюидов.

рождений флюорита, удаленных от крупных гранитных интрузивов, но ассоциирующихся с дайками базальтоидов. Типичным представителем таких флюоритоносных полей является Западное Забайкалье. Здесь, по [22, 23], эпitherмальные флюоритовые месторождения приурочены к терригенным мезозойским впадинам, наложенным на активизированные байкальские и каледонские структуры, причем с бортовыми разломными зонами впадин связано проявление сложного комплекса субвулканических основных щелочных интрузий. По мнению А.Д. Щеглова, использующего представления японских исследователей [24], рудоносные растворы в данном случае накапливаются в глубинных габброидных очагах, а источником фтора являются богатые фтором флогопитовые перидотиты верхней мантии, подвергавшиеся плавлению.

Следует сказать несколько слов о возможном осадочном источнике фтора гидротермальных месторождений. Литературные данные показывают, что незначительные скопления ратовкита (землистого флюорита), встреченные в некоторых осадочных толщах (например, Подмосковский бассейн), в данном отношении не заслуживают внимания. Возможно, конечно, заражение фтором осадков крупных бассейнов и последующая мобилизация его в процессах магматической ассимиляции или длительной циркуляции гидротермальных растворов. Учитывая это, нами были специально опробованы все опорные разрезы осадочных формаций Вознесенского района и в целом Ханкайского массива. Однако анализы многочисленных проб повышенных содержаний фтора не обнаружили [5]. Вместе с тем, не исключено накопление фтора в рассолах бассейнов, формирующих стратиформные месторождения. Незначительные концентрации фтора такого происхождения содержатся в цинковоколчеданных рудах Вознесенского месторождения, принадлежащих по данным [1] к стратиформным образованиям раннекембрийского возраста. По нашим наблюдениям эти залежи сопровождаются довольно широкими зонами своеобразных тонкозернистых пород кальцит-флюорит-кварцевого состава, замещающих известняки [5]. Видимо, эти руды, содержащие до 50 % CaF_2 , также являются составляющей стратиформных цинковоколчеданных месторождений.

Приведенный обзор показывает, что слюдисто-флюоритовые месторождения Вознесенского района, составляющие новый тип промышленных плавикошпатовых месторождений [11], в то же время являются и примером неизвестного доселе источника рудообразующих фтороносных растворов - глубинных очагов кимберлитоподобной (лампроитоподобной?) магмы. Интересна особенность флюоритов этих месторождений: в отличие от многих

других исследованных типов они характеризуются ничтожным содержанием редкоземельных элементов и очень слабой или полностью отсутствующей люминисценцией [2].

ВЕРОЯТНОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОЗНЕСЕНСКОГО ТИПА В ПРЕДЕЛАХ ХАНКАЙСКОГО И СОСЕДНИХ ДРЕВНИХ МАССИВОВ

Открытие трубок кимберлитоподобных пород [3,7] и кимберлитов [27] в пределах Ханкайского и Сино-Корейского кратонов позволяет предполагать возможность проявления базитового магматизма (с кимберлитовым трендом) и флюоритовой минерализации вознесенского типа в пределах протяженного Восточно-Маньчжурско-Ханкайского пояса (рис.2).

Делая такое предположение, необходимо иметь в виду не только формационный комплекс предлагаемых для поисковых работ площадей, но и длительность их существования как устойчивых кратонизированных структур. Так, согласно концепции [8], только кратоны очень древнего, раннекембрийского заложения с весьма истощенной на большие глубины подстилающей мантией и низким тепловым потоком могли служить субстратом для метасоматического образования специфических флогопит-карбонат-пироповых лерцолитов и кимберлитов как продуктов их плавления. В структурах с менее длительным периодом развития и на менее значительных глубинах образование кимберлитовой магмы с ее малыми объемами и богатством фтором, калием, барием подавлялось бы массовым плавлением мантийных перидотитов и накоплением более значительных объемов магм других, более распространенных типов - оливиновыми мелилитами, оливиновыми нефелинитами и лейцититами, карбонатами.

В свете изложенного можно предполагать, что в протяженном поясе Ханкайского, Дзямусского и Сино-Корейского кратонов отдельные архейские блоки, выходящие на поверхность, могут служить объектами, заслуживающими поисковых работ на флюоритовые месторождения вознесенского типа. Происхождение флюоритовых месторождений нового типа в рассматриваемой концепции определяется глубинными условиями кристаллизации кимберлитоподобной магмы с сохранением в столбах большой радиальной протяженности межзерновой калий-фтороносной гидротермы. В конкретном примере Вознесенского района (Приханкайский блок) первый (ордовикский) этап магматизма, представленный биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами с их сравнительно бедной оловянно-вольфрамовой и тантал-ниобиевой минерализации

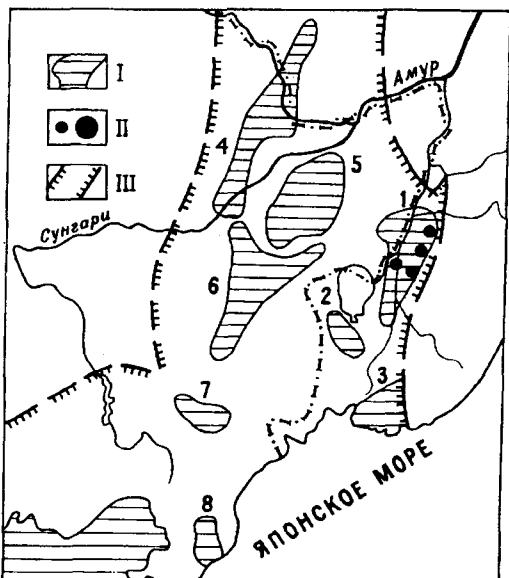


Рис. 2. Схема размещения архейских блоков, трубок кимберлитоподобных пород и кимберлитов в Ханкайском, Дзямусском и Сино-Корейском кратонах.

I - архейские блоки (цифры на схеме, Ханкайский кратон: 1 - Иmano-Нахимовский, 2 - Приханкайский, 3 - Южно-Приморский; Дзямусский кратон: 4 - Лобэй-Хинганский, 5 - Фэншуйлинский, 6 - Кэнтэйский, 7 - Хэлунский; Сино-Корейский кратон: 8 - Кимчекский, 9 - Фацянский); 11 - одиночные трубки кимберлитоподобных пород и кимберлитовое поле; III - предполагаемые границы пояса архейских кратонов. Схема составлена по данным [3, 7, 12, 17, 20, 27].

ей, был связан в основном с кондуктивным переносом тепла от затвердевавшего на глубине интрузива. При этом источником рудного вещества являлись, вероятно, метаморфические породы докембрийского фундамента и осадочного чехла, подвергавшиеся плавлению.

Содержание и длительность второго (силурийского) и третьего (девонского) этапов магматизма Вознесенского блока, выделенных ранее [15], в свете полученных данных должны быть кардинально пересмотрены. Следует считать, что это был единый силурийско-девонский этап, в течение которого одновременно (параллельно, по А.Д.Щеглову) происходили события, резко различные по стилю тектонических, петрогенетических и рудообразовательных процессов. Одни из них сформировали внутриплитный преимущественно мантийный комплекс образований - дайки лампрофиров и биотит-кальцитовых пикродолеритов, синтектические диорит-

монциты, топазовые альбититы и грейзены, слюисто-флюоритовые руды. Другие события были связаны в основном с перемещением и столкновением (коллизией) фрагментов коровой оболочки литосферных плит и привели к проявлениям корового магматизма - гродековских, бамянтунских, григорьевских и других гранитов с их ординарной минерализацией (золото, редкие металлы, полиметаллы). При этом взаимодействие внутриплитного и коллизийного типов рудно-магматических комплексов могло выражаться в пространственных перемещениях разнородных блоков, но в случае большой интенсивности коллизийных явлений - в полной переработке и уничтожении локализованных в коре комплексов мантийного происхождения.

Авторы считают своим долгом выразить признательность ведущему научному сотруднику ДВИМС А.И. Ромашкину за сделанные в официальной рецензии замечания принципиального и редакционного характера, большинство которых учтено в публикуемом варианте статьи.

Работа выполнена по гранту РФФИ 95-05-14648.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинковоколчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология руд. месторождений. 1990. N 5. С. 46-58.
2. Василькова Н.Н., Картенко Н.Ф., Кукушкина О.А. Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. М.: Недра. 1972. 158 с.
3. Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика. 1960. N 10. С. 47-61.
4. Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Байрова Э.Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 6 С. 1164-1169.
5. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука. 1977. 251 с.
6. Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука. 1980. 332 с.
7. Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г. и др. Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, N 5. С. 103-108.
8. Даусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир. 1983. 300 с.
9. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Вариации отношений $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 6. С. 1457-1461.
10. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции // Труды НИИГА. Л.: Недра. 1974. Т. 176. 238 с.

11. Материков М.П. Новый генетический тип промышленных месторождений плавикового шпата // Минеральное сырье. М., 1961. Вып. 2. С. 37-46.
12. Мишкин М.А., Чунцин Ч., Леликов Е.П. и др. Докембрий Ханкайского и Цзямусского срединных массивов. Стратиграфическая корреляция // Тихоокеан. геология. 1993. N 6. С. 85-95.
13. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района // Тихоокеан. геология. 1986. N 5. С. 57-67.
14. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, N 1. С. 43-67.
15. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. N 4. С. 60-73.
16. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра. 1992. 157 с.
17. Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука. 1976. 224 с.
18. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. д-ра геол.-минер. наук. дис. М., 1993. 31с.
19. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Рязанцева и др. Некоторые особенности генезиса гредоковских гранитов (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N 1. С. 94-101.
20. Хуан Ци-цин. Основные черты тектонического строения Китая // Сов. геология. 1961. N 9. С. 8-56.
21. Щеглов А.Д. Флюоритовые пояса Тихоокеанского сегмента Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 6. С. 1437-1440.
22. Щеглов А.Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 1. С. 193-198.
23. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука. 1985. 325 с.
24. Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S. Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 76 P. 53-79.
25. Jaques A.L., Lewis I.D., Smith C.B. et al. The diamond-bearing ultrapotassic lamproitic rocks of the West Kimberley region, Western Australia // Kimberlites I: Kimberlites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol.2A. P.225-254.
26. Pecceillo A., Poli G., Serri G. Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from Central Italy // Canad. Miner. 1988. Vol.26, pt.1 P.45-65.
27. Qi Y. Kimberlite in Fuxian, Liaoning // 30th International geological Congress. Abstracts. Vol.2. Beijing, China. 1996. P.396.
28. Venturelli G., Maiani E.S., Foley S.F. et al. Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish Lamproitic Rocks // Canad. Miner. 1988. Vol.26, pt.1. P.67-79.

Поступила в редакцию 3 декабря 1996 г.

I.N. Govorov, N.S. Blagodareva, D.Z. Zhuravlev

Petrogenesis of fluorite deposits of the Voznesensky district (Primorye) from the data of Rb-Sr isotopy of magmatic and metasomatic rocks

We have determined Rb-Sr isochrones of three groups of pre-ore basite dikes found at the Voznesensky and Pogranichny fluorite deposits: kersantite (422 ± 16 m.y., $ISr = 0.70612$) spessartites (395 ± 20 m.y., $ISr = 0.70376$), biotite-calcite picrodolerites (400 m.y., $ISr = 0.71644$; 0.73041). These and previously established parameters of Rb-Sr isochrones of biotite-protolithionite granites (441 ± 37 m. y., $ISr = 0.7073$), replacing them topazy albitites and greisens (384 ± 10 m.y., $ISr = 0.736$) with which basite dikes and micafluorite ores (apocarbonaceous greisens) are associated, show conjugated mantle (with a kimberlite trend) origin of dikes and fluorine hydrotherms with the absence of genetic relation to crustal lithium-fluorine granites of the Voznesensky complex.

ДИСКУССИЯ

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ СТАТЬИ И.Н. ГОВОРОВА, Н.С. БЛАГОДАРЕВОЙ, Д.З. ЖУРАВЛЕВА "ПЕТРОГЕНЕЗИС ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЗНЕСЕНСКОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ) ПО ДАННЫМ RB-SR ИЗОТОПИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД"

В статье рассматривается два неравнозначных по объему и глубине проработки вопроса: генезис флюоритового оруденения Вознесенского района и возможности проявления кимберлитоподобного магматизма в пределах Ханкайского массива. Связующим звеном между названными вопросами являются дайки лампрофирового ряда, из которых особый интерес представляют биотит-кальцитовые пикродолериты.

Биотит-кальцитовые пикродолериты по химическому составу существенно отличаются от субщелочных пикродолеритов калиевого ряда, охарактеризованных прежде М.Г. Руб и А.К. Руб. Наиболее выразительны различия в содержании Na_2O и K_2O , состоящие в том, что отношение K_2O/Na_2O в субщелочных пикродолеритах, описанных М.Г. Руб и

А.К.Руб, не превышает 2, в то время как по данным рецензируемой статьи это значение достигает 30.2 и не опускается ниже 10. Обращает внимание также более высокое содержание углекислоты, явно превышающее содержание оксида кальция, требуемого для образования кальцита (соотношения молекулярных количеств CaO и CO_2 по данным табл. 1 варьируют от 1:2.28 до 1:2.96). Кроме того, сопоставляемые породы значительно различаются по содержанию TiO_2 , MnO , MgO . Все это свидетельствует о проявленности в Вознесенском районе специфического магматизма, представленного дайками биотит-кальцитовых пикродолеритов, геолого-структурная позиция, петрография, минералогия и петрогеохимия которых охарактеризованы явно недостаточно и, по-видимому, могут быть предметом специальной публикации. Тем не менее, приведенный в статье материал наглядно показывает, что даже в пределах детально изученных и освоенных рудных районов возможно получение качественно нового фактического материала, расширяющего существующие представления об их геологическом строении.

Поддерживая выдвинутое авторами положение о возможной взаимосвязи слюдисто-флюоритовых месторождений Вознесенского района с глубинными очагами кимберлитоподобной (лампроитоподобной ?) магмы отметим, что приводимый в статье материал позволяет сместить акцент в оценке глубинного источника в сторону лампроитоподобного магматизма. Так, по типу щелочности (калий-натровое отношение более 10), по содержанию SiO_2 , MgO , Na_2O и K_2O биотит-кальцитовые пикродолериты находят аналогию среди лампроитов Зап.Австралии [1], отличаясь от них более высоким содержанием глинозема и суммарного железа и низким - оксида титана. Обращает внимание также и повышенные концентрации F, Ba и Rb, уровень содержания которых ближе отвечает лампроитам, чем кимберлитам. Это можно продемонстрировать на примере рубидия, содержание которого в кимберлитах находится в интервале 10-250 г/т [2], в лампроитах - 100-3690 г/т и более [9], а в биотит-кальцитовых пикродолеритах определено (табл. 2) в интервале 1079-1484 г/т.

Отдельно следует остановиться на представлениях авторов об архейских кратонах, как наиболее вероятных месторождениях флюоритового оруденения вознесенского типа и кимберлитового (кимберлитоподобного) магматизма, схематично отраженных на рис. 2. Отметим, что для Ханкайского и Буреинского массивов этот вопрос специально обсуждался ранее [4,7,8]. На рис. 2 выделен единый протяженный пояс архейских кратонов, включающий Сино-Корейский кратон на юге и ряд разобщенных кратонов на севере. Однако последние данные по раннедокембрийским комплексам Восточной Азии убедительно показывают [3] существенные возрастные и формационные различия комплексов пород фундамента Северо-Китайской платформы и срединных массивов, входящих в состав Центрально-Азиатского пояса. В связи с этим прямая аналогия срединных массивов юга Дальнего Востока с Северо-Китайским мегаблоком выглядит не убедительно. Учитывая намеченную М.А.Мишкиным [5] зональность архейских комплексов в рассматриваемом регионе: центральная часть представлена раннеархейскими гранулитами Северо-Китайской платформы, а периферийные части - позднеархейскими гранулитами Южно-Китайской платформы и срединных массивов юга Дальнего Востока, заслуживает внимания показанная ранее [6] аналогия Амурского геоблока с Южно-Китайской платформой, в пределах которой известны проявления алмазонского лампроитового магматизма [10].

В заключение, в порядке постановки вопроса следует высказать следующее соображение. Исходя из предполагаемой взаимосвязи флюоритового оруденения вознесенского типа с лампроитоподобным (лампроитовым ?) магматизмом, а также учитывая повышенное содержание фтора, свойственное породам лампроитовой группы [1,9], проявления лампроитового (и лампроитоподобного) магматизма при более детальном сопоставлении могут быть определены в качестве петрологического критерия прогнозирования новых рудных районов флюоритового оруденения вознесенского типа. С другой стороны, флюоритовое оруденение, генетически взаимосвязанное с глубинными магматическими очагами, может свидетельствовать о возможности проявления в районах его распространения лампроитового магматизма. Данное предположение заслуживает специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир. 1989. 430 с.
- 2 Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра. 1978. 352 с.
- 3 Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Дис. д-ра. геол.-минер. наук.: Хабаровск, 1995. 88 с.
- 4 Кушев В.Г., Тюленев А.Е. Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтоидных комплексов Приморья и Приамурья.// Докл. АН СССР. 1988. т. 298, N 1. С. 170-173.
- 5 Мишкин М.А. Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану// Тихоокеанская геология. 1982. N 3. С. 23-37.
- 6 Ромашкин А.И. Положение кимберлитов Северо-Восточного Китая в структурах восточной окраины Азии и перспективы алмазонности Дальнего Востока СССР// Основные направления повышения эффективности и качества геолого-разведочных работ на алмазы (Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания). Иркутск. 1990. С. 69-71
- 7 Столбов С.М., Ермолаева Л.А., Силицын А.В. Структурная ситуация проявления кимберлитового магматизма и перспективы алмазонности северной (советской) части Восточно-Китайской кимберлитовой провинции.// Геология и геофизика. 1992. N 10. С. 123-130.
- 8 Ejov B.V., Izosov L.A. Diamond content of Primorskij kraj according to data of analysis of focus structures - centers of endogenic activity// Geotectonica et Metallogenia. 1995. V. 19. N 23. P. 1-11.
- 9 Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. New York and London: Plenum Press. 1991. 447 p.
- 10 Zhang Peiuan, Liu Guanliang. Lamproites in the Yangtze Craton, China//Sixth International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Novosibirsk. UIGGM SB RAS. 1995. p. 684-686.

МАГМАТИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

УДК 550.93:552.3(571.6)

МЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СЕРИИ, ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В.П.Симаненко, **И.Н.Говоров**, Л.Н.Хетчиков, В.Г.Гоневчук, Н.С.Герасимов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Обобщение геологических и петрологических материалов по гранитоидам Центрального Сихотэ-Алиня (южная часть Дальнего Востока России) и проведенные авторами определения Rb-Sr изохрон интрузивных комплексов позволили установить широкое распространение гранитоидов раннемелового возраста в структурах аккреционной тектоники. Становление гранитоидных комплексов связывается с различными геодинамическими обстановками: Хунгарийских гранитоидов - с коллизией Анюйского микроконтинента и Восточно-Сибирского континента в начале раннего мела, интрузий Татибинской серии, Сандинского, Баппинского и Венюковского комплексов - с развитием Самаргинской раннемеловой вулканической дуги, а Бачелазской серии - с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Выделено 5 главных геодинамических типов гранитоидных комплексов: 1 - раннеколлизийный (Хунгарийская серия), 2 - субдукционно-коллизийный (Татибинская серия), 3 - позднеколлизийный (Сандинский комплекс), 4 - раннесубдукционный (Баппинский, Венюковский комплексы), 5 - позднесубдукционный (Бачелазская серия).

Сихотэ-Алинская мезозойско-кайнозойская складчатая область характеризуется широким распространением позднемеловых-палеогеновых вулканических и интрузивных пород в восточной части (Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный пояс) и гранитоидных интрузивов раннепозднемелового возраста в западной части (Центральный Сихотэ-Алинь и Хингано-Охотский пояс). В процессе систематического изучения гранитоидов, начавшегося в конце 40-х годов, в основу была положена концепция магматических формаций, разработанная академиком Ю.А.Кузнецовым. Наряду с этим выделялись вулкано-плутонические формации в понимании Е.К.Устиева [2, 3] и интрузивные серии как комагматичные или же в различной степени парагенные ассоциации интрузивных комплексов [15].

Геологический возраст, возрастные взаимоотношения и происхождение различных гранитоидных комплексов к настоящему времени наиболее хорошо изучены в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, благодаря фундаментальным исследованиям М.А.Фаворской (1956 г.), Ф.К.Шипулина (1957 г.), В.А.Баскиной (1965 г.), Е.В.Быковской (1971 г.), Г.А.Валуи (1969 г.). Успех этих исследований во многом определялся объективными условиями: сопряженность гранитоидов с четко стратифицированными осадочно-вулканоогенными толщами, обилие береговых обнажений пород, комагматичность гранитоидов и вулкаников различного состава. В противоположность этому, многочисленные слабо обнаженные интрузивы Центрального Сихотэ-Алиня, несмотря на удовлетворительную петро-

графическую изученность, не имели до последнего времени более или менее точных возрастных датировок и не увязывались с формированием конкретных структурно-формационных комплексов. Эти и другие проблемы в познании петрологии Центрального Сихотэ-Алиня, одного из наиболее богатых месторождениями вольфрама, олова, золота районов Сихотэ-Алинской рудоносной провинции, во многом задерживали разработку кардинальных вопросов металлогении и прогноза рудной минерализации.

Новые данные в исследовании гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня были получены в последнее десятилетие в связи с широким применением метода Rb-Sr изохрон [4- 6, 33, 43] и разработкой нового тектонического районирования Сихотэ-Алинской области исходя из концепции аккреционной тектоники [22, 25, 45]. Эти данные позволили установить широкое проявление раннемелового интрузивного магматизма и определить различную геодинамическую позицию гранитоидов, отличающихся возрастом внедрения и особенностями связи с коровыми и мантийными магматическими источниками. Полученные к настоящему времени данные позволяют рассматривать в этом плане основные гранитоидные образования Центрального Сихотэ-Алиня (рис. 1): Хунгарийскую, Татибинскую и Бачелазскую серии, Сандинский, Баппинский и Венюковский комплексы.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИИ И КОМПЛЕКСОВ

Гранитоидный комплекс хунгарийской серии. Хунгарийская гипербазит-габбро-гранитная интрузивная серия, впервые выделенная и описанная Э.П.Изо-

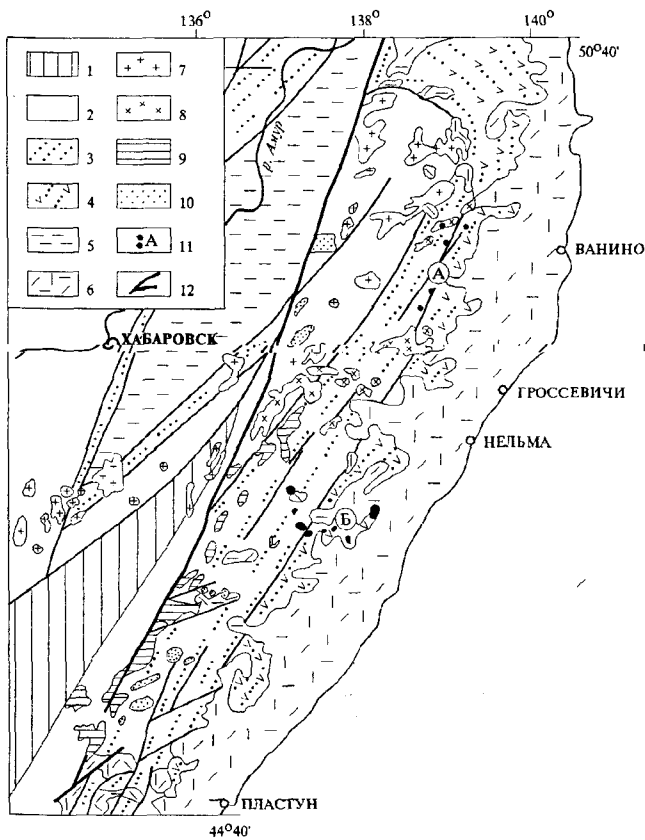


Рис. 1. Схема размещения меловых гранитоидных комплексов Центрального Сихотэ-Алия

1-6 - главные тектонические элементы (тектоно-стратиграфические террейны) территории по [45]: 1 - докембрийской континентальной окраины, 2 - Самаркинской аккреционной призмы средней юры-берриаса, 3 - Журавлевского раннемелового турбидитового бассейна (оكرинное море), 4 - Самаргинской вулканической дуги апта-альба, 5 - Нижне-Амурской аккреционной призмы апта-альба, 6 - позднеальбско-палеоценовые комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса; 7-11 - гранитоидные массивы: 7 - Хунгарийского, 8 - Сандинского комплексов, 9 - Татибинской серии, 10 - Бачелазской серии; 11 - Баппинского (А) и Венюковского (Б) комплексов; 12 - Центральный Сихотэ-Алинский шов и оперяющие его разломы.

Таблица 1

Средний химический состав (окислы % массы) гранитоидов Хунгарийского комплекса

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.
1(9)	64.79	0.58	16.68	1.25	3.45	0.05	2.84	2.12	2.75	3.52	0.20	1.60
2(9)	67.67	0.55	15.23	0.66	3.64	0.06	1.76	1.89	3.09	3.51	0.24	1.48
3(12)	69.63	0.49	15.00	0.62	2.92	0.07	1.23	1.70	3.02	3.59	0.23	1.28
4(4)	73.06	0.22	14.07	0.29	2.20	0.02	0.60	1.32	2.78	4.46	0.10	0.43

Примечание. 1 - кварцевые диориты, 2 - гранодиориты, 3 - биотитовые и двуслюдяные мелаграниты, 4 - лейкограниты. В скобках количество анализов, взятых для расчета среднего. Используются опубликованные данные [13, 15, 17, 19, 36, 39].

хом с соавторами [15], распространена в Центральном и Северном Сихотэ-Алине в зоне влияния Центрального Сихотэ-Алинского шва и включает три породных комплекса: гипербазитов, габбро и гранитоидов. Комплекс гранитоидов генетически не связан с габбро и гипербазитами.

Гранитоидный комплекс хунгарийской серии объединяет крупные батолитоподобные массивы, расположенные в зоне влияния Центрального шва на участке от среднего течения р. Хунгари на севере, до истоков р. Хор на юге (Хунгарийский, Гобиллинский, Хугу-Джаурский, Тордоки-Янинский, Горбиллинский, Подхоренковский и др.), а также массивы, расположенные в Бикинской зоне (Шивкинский, Бирский, Лермонтовский, Видненский и др.) к западу от Центрального шва [15, 19, 21, 39]. Гранитоиды сформировались в две фазы: первая (главная) фаза - крупно- и среднезернистые биотитовые и двуслюдяные кордиеритсодержащие кварцевые диориты, гранодиориты и меланократовые граниты; ко второй фазе относятся мелкозернистые граниты и лейкограниты, слагающие мелкие тела и дайки. Гранитоиды комплекса имеют однотипный минеральный состав и различаются лишь соотношениями главных породообразующих минералов - кварца, биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза. Характерная особенность минерального состава гранитоидов - отсутствие амфиболов даже в наиболее основных разновидностях пород при обогащенности их биотитом и высокоглиноземистыми минералами - гранатом, кордиеритом, мусковитом. Реже в них встречаются андалузит, силлиманит, гиперстен. Акцессорные минералы - апатит, ильменит, циркон, монацит, турмалин, очень редко - ортит.

Гранитоиды первой фазы (табл. 1) имеют невысокие содержания кремнезема (65-69%) и умеренные содержания щелочей (5-7%). В лейкогранитах второй фазы содержание кремнезема возрастает до 72-75%. На диаграмме (рис. 2) точки составов хунгарийских гранитоидов образуют компактную группу в области

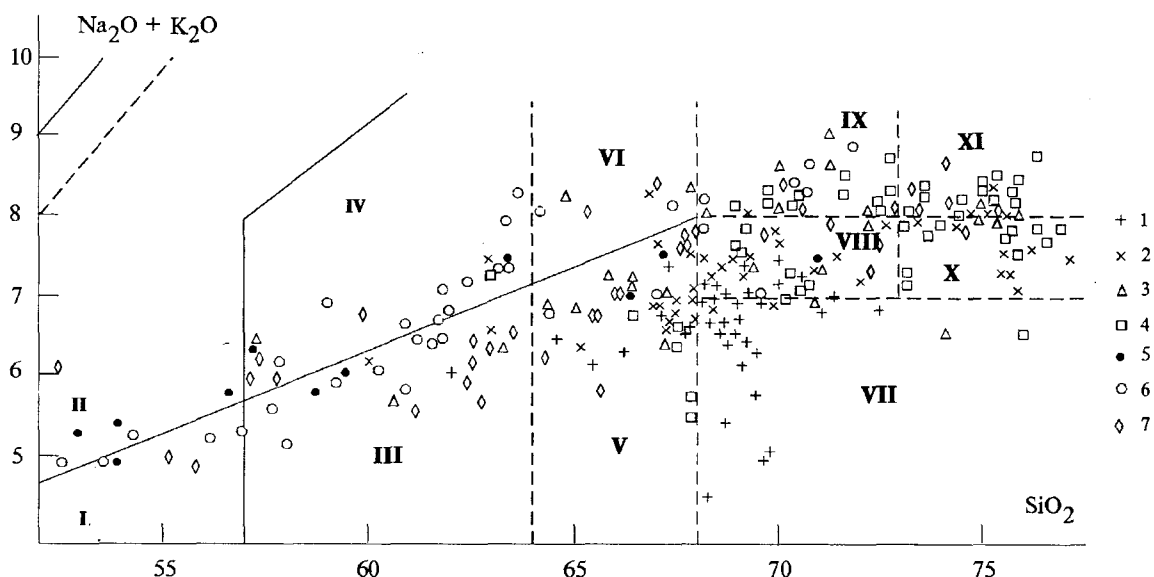


Рис. 2. Положение гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$. Точки на диаграмме соответствуют частным анализам гранитоидов

1 - Хунгарийский комплекс [по 13, 15, 17, 19, 36, 39], 2 - Сандинский комплекс [по 12, 26 и наши данные]; 3, 4 - Татибинская серия (3 - кварцевые диориты, гранодиориты, монцогранодиориты, граномонциты, адамеллиты массивов Дальнинского типа, 4 - граниты и лейкограниты массивов Бисерского типа [по 5, 10, 13, 14, 17, 30, 39]); 5 - Балпинский комплекс [по 9 и табл. 5], 6 - Венюковский комплекс, 7 - Бачелазская серия [по 1, 15, 23, 37]. Поля составов: I - диоритов, II - монцонитов и монцодиоритов, III - кварцевых диоритов, IV - кварцевых монцодиоритов, V - гранодиоритов, VI - кварцевых сиенитов, VII - низкощелочных гранитов, VIII - гранитов, IX - субщелочных гранитов, X - лейкогранит, XI - субщелочных лейкогранитов.

составов гранодиоритов-гранитов пониженной щелочности. В большинстве случаев они бедны кальцием и пересыщены глиноземом, а калий чаще незначительно преобладает над натрием или же эти щелочи содержатся в них примерно в равных количествах. По соотношению кремнезема и щелочей хунгарийские граниты соответствуют высококальциевой известково-щелочной, в меньшей мере - известково-щелочной сериям, а на диаграмме (рис. 3) попадают в поля высоко- и гиперглиноземистых гранитов [47]. Особенности химизма хунгарийских гранитов отчетливо проявляются и в составе породообразующих минералов, в частности - биотитов. Для них характерны высокие содержания SiO_2 (34,1-36,2%), MgO (7,4-10,1%), TiO_2 (3,2-4,9%), Al_2O_3 (17,1-20,1%), K_2O (7,3-9,9%) [13, 17, 30, 35, 36]. Относительно низкая железистость биотитов ($f_{\text{Fe}} = 46-58\%$) сочетается с высокой глиноземистостью ($K_{\text{Al}} = 22-28\%$). При этом биотиты характеризуются низкой степенью окисления ($F^{\text{III}} = 5,4-18,3\%$). По составу они относятся к группе Fe - биотитов, а на диаграмме кислотности-щелочности [18] располагаются в поле 1, что может указывать на низкий потенциал щелочей и повышенные температуры при их формировании. Температура гомогенизации расплавных включений в кварце хунгарийских гранитов, по нашим данным, составляет 910-920°C.

Большинство исследователей отмечает, что хунгарийские граниты прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные отложения берриассово-

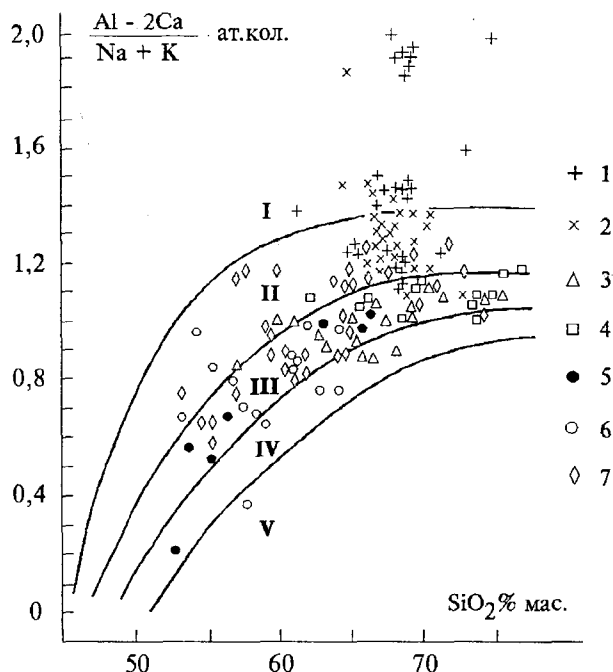


Рис. 3. Диаграмма [47] соотношения коэффициента глиноземистости (щелочности) и содержания кремнекислоты в гранитоидах

I-V поля гранитоидов различной глиноземистости (щелочности): I - гиперглиноземистые, II - высокоглиноземистые, III - умеренноглиноземистые, IV - малоглиноземистые (субщелочные), V - щелочные. Обозначения гранитоидов см. на рис. 2.

Таблица 2.
Результаты определения изотопного состава Sr и концентрации Rb и Sr (r/r) в биотитовых гранитах Шивкинского массива

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ образца	465/3	465/8	465/7	465/4	446/5	446/7	446/3	446/1
Rb	134.5	87.0	136.0	121.0	123.2	137.4	183.3	135.7
Sr	160.7	006.8	138.0	220.0	190.3	148.7	149.5	171.9
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2.4507	2.1807	2.8872	1.6138	1.8953	2.7075	3.5918	2.3121
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.71420	0.71327	0.71150	0.71252	0.71345	0.71466	0.71615	0.71444

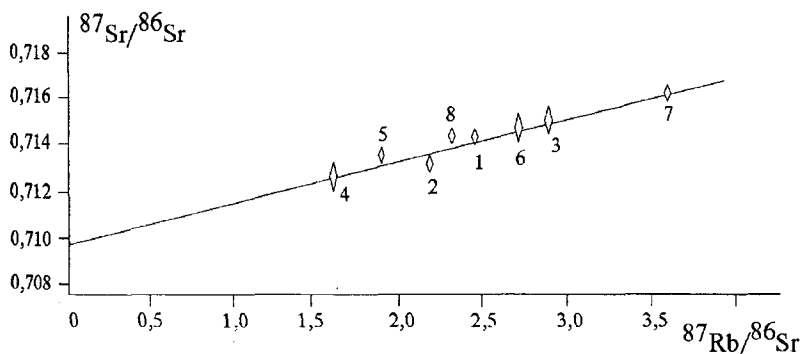


Рис. 4. Изохрона биотитовых гранитов Шивкинского массива. Возраст $127 \pm 4,5$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70975 \pm 0.00154$, СКВо = 1,0

го возраста и перекрываются отложениями баррем-аптецкого возраста, на основании чего их возраст определяется как готеривский [15,19,21]. Калий-аргоновое датирование хунгарийских гранитов по валовому составу определяет время их образования 234-115 млн лет, по биотиту - 130 млн лет [39]. Определение по биотиту Гобиллинского плутона $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ изохронным методом дает возраст $107,2 \pm 1,4$ млн лет [22], а Rb/Sr и изохронное датирование, проведенное Н.С.Герасимовым по гранитам Шивкинского массива, одного из крупнейших плутонов Хунгарийской серии, дает возраст $127 \pm 4,5$ млн лет (табл. 2, рис. 4).

Сандинский интрузивный комплекс был выделен М.В.Мартынюком [20] из состава формационно однотипных гранитов Хунгарийской серии. Основанием для этого послужили геологические данные и определения абсолютного возраста. Массивы гранитоидов Сандинского комплекса, в отличие от Хунгарийских, распространены восточнее Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня и контролируются оперяющими его северо-восточными разломами. Комплекс объединяет несколько крупных (Сандинский, Хребтовый, Судулюнэ-Мопаусский и др.) и ряд мелких (первые десятки км² по площади) интрузий, прорывающих и метаморфизующих апт-альбские терригенные и более древние отложения, и перекрывающихся верхнемеловыми эффузивами. Крупные массивы имеют двухфазное строение. Первая (главная) фаза представлена преимущественно средне- и крупнозернистыми

ми порфировидными гранодиоритами и меланократовыми гранитами; вторая, значительно меньше по объему - дайками и штоками мелкозернистых гранит-порфиров и аплитовидных гранитов. Минеральный состав гранитоидов Сандинского комплекса однотипен во всех массивах. Главными породообразующими минералами являются кварц (15-30%), слабозональный плагиоклаз (An_{33-40}) в гранитах и гранодиоритах или олигоклаз (An_{23-30}) в лейкократовых гранитах (10-40%), калишпат (20-55%), биотит (5-20%), кордиерит (2-3%), постоянно присутствует гранат (около 1%). В приконтактных частях многих массивов появляются силлиманит и мусковит. Между биотитом и мусковитом отмечаются реакционные взаимоотношения, что свидетельствует о кристаллизации последнего из расплава. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, монацитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом. Во включениях в силлиманите обнаружены графит и муассанит, а также герцинит и пирротин [12]. В больших количествах графит обнаружен в ассоциации с кварцем в апофизе Хребтового массива [19]. Особенностью гранитов Сандинского комплекса является широкое развитие в них в разной степени переработанных ксенолитов роговиков, разнообразных по составу кристаллических сланцев и гнейсов, разгнейсованных кислых эффузивов, пород гранитного и габброидного состава, а также крупных (5-7 см) оплавленных и регенерированных обломков кристаллов кварца и калиевых полевых шпатов. Встречаются

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Сандинского массива (окислы в % массы, элементы в г/т)

№/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№обр.	C _{2.1}	C _{2.6}	C _{2.14}	C _{2.17}	A8410	A1740	A8320	A8319	A8321
SiO ₂	67.16	68.25	66.64	67.19	60.00	62.86	71.90	74.60	76.05
TiO ₂	0.51	0.62	0.45	0.61	0.80	0.88	0.39	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	15.43	15.47	15.70	14.79	16.59	17.03	14.57	14.05	12.96
Fe ₂ O ₃	0.40	1.01	0.35	0.34	2.23	0.79	0.34	0.25	0.22
FeO	3.70	3.15	3.08	3.96	5.64	4.46	2.34	0.62	1.11
MnO	0.10	0.10	0.08	0.11	0.15	0.10	0.06	0.02	0.02
MgO	1.31	1.51	1.13	1.68	4.21	2.01	0.78	0.05	0.10
CaO	1.91	1.64	1.37	1.87	2.22	2.53	0.77	0.42	0.35
Na ₂ O	2.87	3.53	3.69	2.77	2.90	3.35	3.12	3.34	3.44
K ₂ O	4.04	3.99	4.71	3.92	3.30	4.29	4.12	4.76	4.18
P ₂ O ₅	0.27	0.77	0.19	0.25	0.21	0.23	0.22	0.24	0.29
H ₂ O ⁻	0.00	0.00	0.00	0.20	0.30	1.36	0.04	0.11	0.10
H ₂ O ⁺	1.89	0.00	2.18	2.64	1.20	0.08	0.98	1.01	0.62
Сумма	99.59	99.54	99.57	100.30	99.75	99.97	99.63	99.48	99.52
Rb	129	160	147	122	183	120	170	272	272
Sr	209	210	187	219	142	189	106	5	13
Ba	683	640	995	624	354	538	477	48	55
Zr	221	198	148	212	152	209	155	18	69

Примечание. 1-4 - гранодиориты (коллекция В.П.Симаненко), 5-6 - кварцевые диориты, 7 - граниты, 8-9 - лейкограниты (коллекция А.С.Зимины).

также ксенолиты существенно силлиманитового состава, являющиеся, по мнению А.С.Зимины [12], респитами, вынесенными из зоны генерации магм.

В петрохимическом отношении сандинские гранитоиды аналогичны хунгарийским, принадлежат к группе кислых, пересыщенных глиноземом пород нормального ряда калиево-натриевой и калиевой серий (см. рис. 2, табл. 3). На диаграмме (см. рис. 3) они располагаются в области гиперглиноземистых и высокоглиноземистых гранитов, и лишь небольшая часть из них попадает в область умеренноглиноземистых пород. При этом глиноземистость, так же как и железистость, возрастает от гранодиоритов к лейкогранитам заключительных фаз. Для сандинских гранитоидов характерно резкое преобладание закисного железа над окисным, что согласуется с отсутствием в них магнетита, наличием акцессорного ильменита и указывает на низкий потенциал кислорода при их кристаллизации.

Биотиты сандинских гранитоидов (табл. 4) по составу соответствуют биотитам высокоглиноземистых гранитов с гранат-биотитовым парагенезисом [41]. В отличие от хунгарийских, биотиты сандинских гранитоидов на диаграмме [по 18] занимают поле П более высокой щелочности. Кристаллизация их, судя по составу, протекала из нормального по щелочнос-

ти, высокотемпературного не насыщенного водой расплава. Ассоциирующие с биотитом гранаты (табл. 4) относятся к пироп-альмандиновому изоморфному ряду и близки по составу к гранатам высокоглиноземистых гранитоидов гнейсо-гранулитового уровня генерации магм [11]. Содержание пиропового минала в них такое же, как и в гранатах, кристаллизующихся из глубинных расплавов [29].

Содержание в гранитоидах комплекса Rb, Sr, Ba, соотношение K/Rb и Sr/Rb и других микроэлементов [9, 26] указывает на принадлежность их к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда [38]. Учитывая современные геофизические данные по Сихотэ-Алиню [27, 28] глубину зарождений магм сандинских гранитоидов (гнейсо-гранулитовый уровень) можно оценить в 20-25 км, что соответствует литостатическому давлению 7-8 кбар. Температура образования магм, рассчитанная по биотит-гранатовому термометру [59, 63] при этих давлениях составляет для Сандинского массива 745-860°C, а для Хребтового массива - 676-746°C.

K/Ar датировки пород Сандинского комплекса неоднозначны. По валовому составу обычны значения 115-82 млн лет с пиком 97-95 млн лет. Возраст, определенный авторами в изотопной лаборатории

Таблица 4

Состав биотитов и гранатов (окислы % массы) из гранодиоритов Сандинского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ образ.	C ₂ .1	C ₂ .6	C ₂ .8	C ₂ .14	C ₂ .14/1	C ₂ .17	C ₂ .1	C ₂ .6	C ₂ .17
SiO ₂	33.37	32.81	32.62	30.89	33.66	32.62	41.37	40.26	40.48
TiO ₂	4.44	4.33	4.37	4.15	4.06	4.30	0.25	0.21	0.10
Al ₂ O ₃	16.29	16.11	16.15	17.52	16.61	16.29	18.92	19.30	19.14
Fe ₂ O ₃	1.45	1.94	0.68	0.68	0.32	0.16	4.85	3.24	2.07
FeO	22.06	21.04	22.24	23.07	22.04	22.64	25.47	27.66	29.00
MnO	0.49	0.30	0.45	0.36	0.29	0.36	2.53	2.49	2.58
MgO	9.36	9.62	9.82	9.29	9.34	10.49	5.25	5.33	5.14
CaO	0.72	0.74	0.67	1.70	0.43	0.57	1.29	1.36	1.31
Na ₂ O	0.28	0.32	0.30	0.23	0.42	0.23			
K ₂ O	7.48	7.31	6.79	5.06	8.12	7.68			
P ₂ O ₅	0.22	0.31	0.20	0.24	0.20	0.22	0.33	0.32	0.36
H ₂ O ⁻	-	0.40	-	0.10	0.20	0.50			
H ₂ O ⁺	3.60	4.22	5.53	6.59	3.68	3.92			
F	0.43	0.43	0.43	0.00	0.51	0.44			
Сумма	100.13	99.88	100.25	99.88	99.88	100.42	100.26	100.19	100.18
F ₂ =0	0.18	0.18	0.18	-	0.21	0.19			
Σ	99.95	99.70	100.07	99.88	99.67	100.23			

Примечание. 1-6 - биотиты, 7-8 - гранаты. Коллекция В.П.Симаненко. Анализы выполнены химическим методом в лаборатории ДВГИ ДВО РАН (аналитик С.П.Славкина).

ДВГИ РАН по биотиту Сандинского массива (обр. C₂-1, табл. 4), составляет 100 млн лет.

Татибинская серия. Гранитоиды Татибинской серии распространены в Центральном Сихотэ-Алине, в зоне, примыкающей к Центральному структурному шву или к крупным оперяющим его разрывным нарушениям, где они слагают ряд крупных массивов (Дальнинский, Бисерский, Перевальный, Садовский, Горный, Белогорский, Дальнеарминский, Левобережный и др.), а также многочисленные мелкие интрузивные тела и штоки. С гранитами этой серии в Приморье (в особенности с мелкими телами и штоками) связаны многочисленные промышленные месторождения вольфрама, олова, золота и других металлов. Геологическое положение, строение и петрографический состав этих гранитоидов подробно описаны во многих работах [14,17,30,36,39 и др.]. Однако до настоящего времени нет единства мнений в вопросах генезиса, возраста внедрения, истории и геодинамических условий формирования этих гранитоидов.

Массивы татибинских гранитоидов обычно имеют многофазное строение. До недавнего времени в их строении выделялись две фазы [30, 36]. Детальное изучение, проведенное в последние годы, свидетельствует о существовании трех последовательных фаз. К первой относится внедрение наиболее основных по-

род - диоритов, кварцевых диоритов и граномонцититов, ко второй - гранодиоритов, биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов, и к третьей - гранит-порфиоров, лейкократовых гранитов и аплитов. В массивах соотношение различных по составу фаз сильно варьирует. В одних массивах (дальнинский тип) широким распространением пользуются породы первой фазы, среди которых встречаются небольшие тела гранитов второй фазы и редкие дайки и штоки биотитовых, лейкократовых или аплитовидных гранитов третьей фазы. В других массивах (бисерский тип) резко преобладают средне- и крупнозернистые биотитовые и лейкократовые, часто порфировидные граниты. Породы более основного состава (диориты и гранодиориты) в них встречаются редко. Биотитовые граниты пересекаются жилами и штоками аплитов, пегматитов, а также дайками кислого и основного состава [30]. Такое неравномерное участие пород разного состава в строении массивов послужило основанием для выделения в составе Татибинской серии двух интрузивных комплексов - Дальнинского и Бисерского [17, 39].

Основные разновидности гранитоидов первой фазы - кварцевые монцититы [по 17] или граномонцититы [по 30] характеризуются преобладанием плагиоклазов (олигоклаз-андезит) над калиевым полевым шпатом (ортоклаз), повышенным содержанием темно-

цветных минералов (биотит 6-9%, роговая обманка 3-5%, пироксен до 1%). Среди аксессуарных минералов встречаются циркон, шеллит, ильменит, рутил, сфен, монацит, ортит. Особенно характерно высокое содержание в этих породах апатита. Разнозернистые порфиридные граниты второй фазы, в отличие от первой, содержат плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц примерно в равных соотношениях и обеднены темноцветными минералами, среди которых присутствуют биотит и роговая обманка, и иногда встречается ферроавгит с высоким содержанием глинозема [17]. Набор аксессуарных минералов в этих породах такой же, как и в гранитоидах первой фазы, но количество апатита значительно меньше, а ортита и монацита - больше. Изредка в них встречаются топаз и касситерит. Характерно также широкое развитие ильменита, который иногда замещается поздним магнетитом [17]. Кроме того в них обнаружены [17] четыре разновидности граната (спесартин, альмандин-пироп, альмандин, гроссуляр).

Гранитоиды первой фазы обладают повышенной калиевостью и по соотношению щелочей и кремнезема отвечают кварцевым диоритам, кварцевым монцодиоритам, гранодиоритам, кварцевым сиенитам и субщелочным гранитам (см. рис. 2). По величине коэффициента глиноземистости (в большинстве случаев ниже 1,1) они соответствуют умеренноглиноземистым породам, иногда отклоняясь в область малоглиноземистых составов (см. рис. 3). Геохимической особенностью этих пород являются повышенные концентрации никеля, кобальта, хрома и ванадия. Гранитоиды второй фазы по химизму соответствуют гранодиоритам, нормально щелочным, лейкократовым и субщелочным гранитам известково-щелочной и высококалийной известково-щелочной серий умеренноглиноземистого типа. В отличие от гранитоидов первой фазы они обладают пониженными содержаниями элементов группы железа и повышенными - бария. Содержание рубидия в них обычно выше, чем содержание стронция.

Составы биотитов из гранитоидов обеих фаз серии значительно варьируют [17, 30], но в целом биотиты гранитоидов первой фазы более магнезиальные и обладают относительно низкой степенью окисления железа. По минералогическим критериям М.Г.Руб [30] сделала вывод о кристаллизации пород первой фазы из глубинных расплавов, появление которых связано или с дифференциацией трахиандезитовых магм на границе нижней коры и мантии, или с явлениями анатексиса в пределах нижней коры при повышенной температуре (700-900°C) и низком флюидном давлении. Образование гранитоидов второй фазы связывается с кристаллизацией низкотемпературных (около 600°C) палингенных коровых расплавов. Данные температур гомогенизации флюидных включений

в кварце гранитоидов Дальнинского комплекса [46] в целом подтвердили эти выводы.

Гранитоиды татибинской серии прорывают триас-юрские и раннемеловые отложения мезозойских геосинклинальных комплексов и по геологическим данным формировались в возрастном интервале от го-терива до альба [39]. По многочисленным валовым калий-аргоновым определениям возраст этих гранитов варьирует от 140 до 95 млн лет с максимумом значений в интервале 115-105 млн лет. Наиболее достоверные данные, полученные в лаборатории ИГЕМ [30] дают возраст 112 ± 4 млн лет, хотя для штока Восток-2 в этой же лаборатории получен возраст 106 ± 5 млн лет [6]. Калий-аргоновый возраст, полученный по биотиту гранодиоритов Дальнинского массива, дает цифру 144 млн лет, а по роговой обманке - 148 млн лет [17]. Исследованиями Rb-Sr системы гранитоидов установлено [5], что изотопный возраст крупных массивов и мелких штоков различный. При этом некоторые из них, например, Дальнинский и Бисерский, сложены породами двух импульсов магматической деятельности. В первый импульс с изотопным возрастом 128 ± 16 млн лет формировались диориты, кварцевые диориты, граномонциты и гранодиориты Дальнинского массива и биотит-роговообманковые граниты Бисерского. Положение фигуративных точек интрузивных пород первого импульса на изохронах [5] и петрохимических диаграммах (см. рис. 2, 3), свидетельствуют об их комагматичности и формировании из единого магматического источника. Биотитовые и лейкократовые граниты обоих массивов (второй импульс) сформировались значительно позже и имеют изотопный возраст 98 ± 15 млн лет. Тем не менее, несмотря на петрохимические различия и значительный возрастной разрыв в формировании магматитов первого и второго периодов, первичные отношения изотопов стронция у них практически одинаковы: $0,70470 \pm 0,00047$ и $0,70483 \pm 0,00072$ соответственно. Время формирования рудоносного штока Восток-2 не совпадает со временем становления крупных массивов: изотопный Rb-Sr возраст гранодиоритов штока составляет 111 ± 9 млн лет, а начальное ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношение - 0,70675.

Следовательно, есть основания рассматривать татибинскую серию как ряд парагенетически связанных магматических комплексов, время формирования которых охватывает период от 128 до 98 млн лет (го-терив-альб), возможная петрогенетическая модель образования которых предложена ранее [5].

Балпинский раннемеловой интрузивный комплекс выделен нами по результатам рубидий-стронциевого изотопного датирования Таунгинского и Балпинского массивов, которые ранее при региональных картосоставительских обобщениях [19] включались в состав одноименного позднемелового комплекса, свя-

занного с формированием окраинно-континентального пояса. В раннемеловой Баппинский комплекс нами объединяются небольшие по площади интрузивные массивы (Баппинский, Таунгинский, Золотой ключик, Рудненский и др.), штоки и дайкообразные тела, сложенные породами монцонитоидного состава. Интрузии этого комплекса развиты к востоку от Центрального шва в пределах Журавлевского турбидитового бассейна (см. рис. 1). В верховьях рек Хуту, Коппи, Анюй они располагаются среди апт-альбских терригенно-вулканогенных толщ, образуя интрузивные цепочки северо-восточного и субмеридионального простирания, а на востоке протягиваются к границам распространения вулканогенных толщ Самаргинской палеоостровной вулканической дуги [32] и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Таунгинский массив расположен в 100 км к востоку от Центрального шва Сихотэ-Алиня на водоразделе рек Таунга и Мопану на широте пос. Ванино и

представляет собой штокообразное тело площадью 12 км², прорывающее трещинную интрузию Хребтового массива, граниты которого принадлежат Сандинскому комплексу. Баппинский массив расположен в 15 км к востоку от Таунгинского и представляет собой крупный шток (8 км²) в субмеридиональной Баппинской цепочке интрузивов. Оба массива имеют двухфазное строение. Первая фаза представлена габбро-диоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, а вторая - биотит-роговообманковыми гранодиоритами и монцогранодиоритами. Диориты и монцонитоиды первой фазы являются фациальными разновидностями, имеют призматически зернистую или монцонитовую структуры, состоят из плагиоклаза (An₄₅₋₆₀) - 40-50%, калиевого полевого шпата (10-30%), клинопироксена (авгит) - 15-20%, бурой роговой обманки 0-5%, биотита 5-15%, кварца 5-10%. В габбро-диоритах количество темноцветных минералов достигает 50%. Кроме авгита встречаются зерна гиперстена и

Таблица 5

Химический состав (окислы в % массы), концентрации Rb и Sr (в г/т) и изотопный состав Sr в гранитоидах Баппинского комплекса

№ n/n	1	2	3	4	5	6	7	8
N образца	4243/2	4291/3	4289/4	4244/2	4290/13	4289/2	4292/2	4292
SiO ₂	53.83	57.07	59.33	67.12	53.86	55.79	63.26	66.67
TiO ₂	1.27	1.47	1.33	0.50	1.44	1.37	0.84	0.60
Al ₂ O ₃	16.46	16.14	16.56	15.47	16.33	16.29	16.12	14.96
Fe ₂ O ₃	4.48	1.56	1.83	0.64	3.33	1.47	0.88	0.76
FeO	3.46	5.83	5.94	3.17	5.61	6.54	4.27	3.06
MnO	0.17	0.10	0.12	0.07	0.15	0.12	0.06	0.06
MgO	6.50	2.62	3.51	1.36	4.40	3.72	1.68	1.47
CaO	6.63	5.55	6.12	2.55	8.23	6.91	3.42	2.70
Na ₂ O	3.06	3.49	3.48	3.38	3.16	3.38	3.39	3.27
K ₂ O	2.41	2.91	2.61	4.13	1.79	2.51	4.14	4.49
P ₂ O ₅	0.27	0.39	0.38	0.20	0.46	0.31	0.26	0.18
SO ₃	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
CO ₂	0.31	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
H ₂ O ⁺	1.00	2.12	0.94	0.75	0.60	0.93	1.17	1.16
П.п.п.	1.21	1.77	0.68	0.50	0.15	0.54	1.01	1.07
Сумма	101.16	101.22	103.03	100.13	99.71	100.08	100.70	100.65
Rb	93	163.8	135.2	190.2	99.8	135.2	204.4	254
Sr	446.8	487.2	470.3	278.8	668.8	470.3	344.6	266.4
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.5830	0.984	0.8414	1.9968	0.4237	0.8414	1.7359	2.7907
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70577	0.70659	0.70559	0.7083	0.70488	0.7055	0.70693	0.70858

Примечание. 1-4 - изохрона (а), гранитоиды с изотопным возрастом 130±31 млн лет: 1,4 - Баппинский массив, 2,3 - Таунгинский массив (1,2 - монцодиориты, 3 - кварцевый диорит, 4 - гранодиорит); 5-8 - изохрона (б), гранитоиды с изотопным возрастом 110±16 млн лет, Таунгинский массив: 5 - диорит, 6 - монцодиорит, 7 - кварцевый монцодиорит, 8 - монцогранодиорит.

оливина. Роговая обманка, кварц и полевой шпат в них отсутствуют. Гранодиориты второй фазы состоят из олигоклаз-андезита - 60-65%, калиевого полевого шпата - 15-20%, кварца - 15-20%, биотита - 5-10%. Все породы содержат одинаковые акцессорные минералы: апатит, ильменит (титаномагнетит), гранат, циркон, ортит, монацит и турмалин. Детальная минералогическая характеристика монцитонитов Баппинского комплекса приведена в работе [9].

По петрохимическому составу (табл. 5) они принадлежат к группе среднеосновных пород нормального ряда калиево-натриевой серии и на диаграмме (см. рис. 2) располагаются вдоль граничной линии, разделяющей породы нормальной и субщелочной серий. По содержанию калия они соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии островных дуг. По соотношению глиноземистости и кремнекислоты эти породы относятся к умеренноглиноземистому типу (см. рис. 3). Им свойственны низкие содержания никеля, кобальта, хрома и повышенные - ванадия. Химический анализ показывает большое сходство наиболее основных пород Баппинского комплекса с андезибазальтами известково-щелочной и высококальциевой известково-щелочной серии раннемеловой Самаргинской палеодуги [31, 32].

Биотиты гранитоидов Баппинского комплекса [9] по химизму близки биотитам Сандинского комплекса и Татибинской серии. Им свойственно повышенное содержание кремнезема (34,6-38,6%), титана (3,6-5,16%), магния (4,3-11,2%), натрия (0,29-0,66%) и калия (7,0-9,6%), умеренное содержание алюминия (14,3-18%) и пониженное - железа (18-22%). На диаграмме составов [по 18] они располагаются на полях II и III, что свидетельствует о кристаллизации описываемых гранитоидов в условиях нормальной щелочности и повышенной температуры. Сосуществующие с биотитами гранаты относятся к пироп-альмандиновому изоморфному ряду, характеризуются пониженным содержанием альмандинового и повышенным - грюсслярного миналов. По химизму эти гранаты относятся ко второй группе гранатов [29], характерной для пород кристаллизующихся из глубинных расплавов. Температура кристаллизации монцитонитов Таунгинского массива, определенная по биотит-гранатовому термометру [58, 61] для давления 8 кбар, составляет 779-824°C. Это подтверждается данными изучения расплавных включений в кварцах из диоритов первой и гранодиоритов второй фаз внедрения Баппинского и Таунгинского массивов, температуры гомогенизации которых 835 и 830°C соответственно, что позволяет сделать вывод о кристаллизации гранитоидов Баппинского комплекса в высокотемпературных условиях из расплавов с высокой флюидонасыщенностью. Как уже отмечалось, до недавнего времени возраст гранитоидов Баппинского комплекса счи-

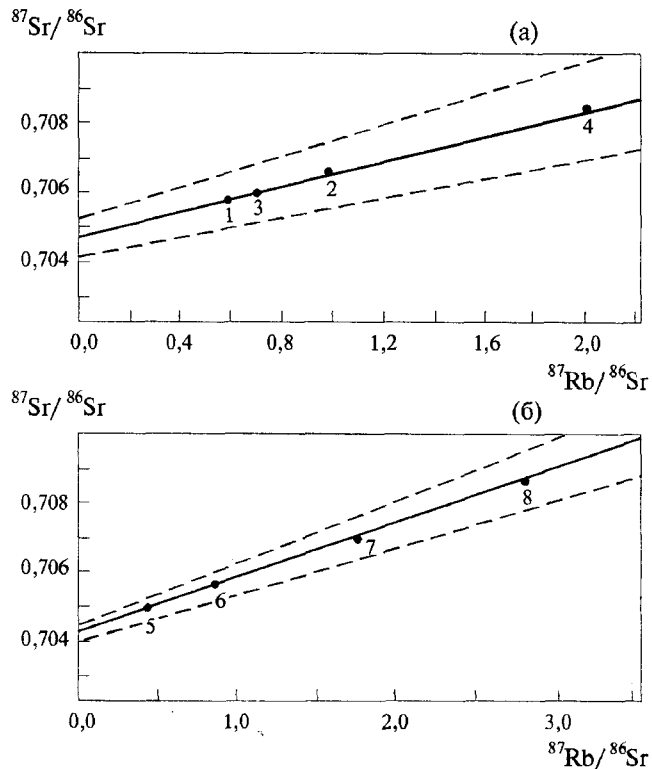


Рис. 5. Изохроны для гранитоидов: а - Баппинского, б - Таунгинского массивов (нумерация точек соответствует таблице 5)

а - монцитониты (1), гранодиориты (4), Баппинского и кварцевые диориты (2,3) Таунгинского массивов: возраст 130 ± 31 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70468 \pm 0,00054$, СКВО = 0,5; б - диориты (5), монцитониты (6), кварцевые монцитониты (7), монцитониты (8) Таунгинского массива: возраст 110 ± 16 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70423 \pm 0,00026$, СКВО = 0,2.

тался позднемеловым и в схеме геологических корреляций они сопоставлялись с Дальнегорским интрузивным комплексом Приморья [19]. Однако Rb-Sr изотопные исследования однозначно свидетельствуют о раннемеловом возрасте этих гранитоидов (табл. 5, рис. 5). Возраст пород по изохроне, рассчитанной по двум образцам Баппинского массива (монцитонит и гранодиорит) и двум образцам Таунгинского массива (монцитонит и кварцевый диорит), составляет 130 ± 31 млн лет, по изохроне пород Таунгинского массива (диорит, монцитонит, кварцевый монцитонит, гранодиорит) - 110 ± 16 млн лет при очень близком начальном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равном, соответственно, 0,70468 и 0,70423. Эти данные свидетельствуют о близодновременном внедрении монцитонитов Баппинского комплекса и высокоглиноземистых гранитов Хунгарийской серии и Сандинского комплекса, а также граномонцитов и кислых гранитоидов Татибинской серии, а низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ начальное отношение указывает на мантийный источник магм.

Таблица 6

Химический состав (окислы в % массы) гранитоидов Венюковского комплекса

	1(4)	2(9)	3(2)	4(1)	5(5)	6(2)	7(1)	8(3)	9(3)	10(3)	11(1)	12(2)
SiO ₂	55.31	60.26	64.61	54.14	60.35	67.68	70.78	71.51	61.19	63.54	66.94	69.33
TiO ₂	1.06	0.88	0.66	1.02	0.69	0.46	0.29	0.22	0.81	0.62	0.55	0.35
Al ₂ O ₃	16.88	15.84	14.23	17.48	16.97	15.85	15.04	14.64	16.18	16.52	15.54	15.05
Fe ₂ O ₃	3.73	3.58	5.20	2.59	0.79	0.38	0.64	0.75	1.48	1.03	1.10	0.49
FeO	4.60	3.24	2.01	6.09	5.61	3.60	2.34	1.93	5.33	4.56	2.95	2.83
MnO	0.18	0.14	0.07	0.21	0.13	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.07	0.05
MgO	4.57	2.80	1.30	4.03	2.59	0.60	0.43	0.47	2.57	1.89	1.65	0.83
CaO	6.73	4.84	3.51	6.92	4.46	2.20	0.76	0.60	4.56	2.61	2.72	2.02
Na ₂ O	2.82	2.90	2.62	3.09	3.24	4.06	4.20	4.24	3.05	3.21	2.90	3.28
K ₂ O	2.32	3.57	4.36	2.28	2.93	4.11	4.50	4.76	3.38	4.32	4.00	4.95
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.12	0.23	0.24	0.17	0.08	0.06	0.20	0.23	0.13	0.07
H ₂ O	0.08	0.09	0.07	0.24	0.18	0.18	-	-	0.19	0.12	0.20	0.54
п.п.п.	1.12	1.30	1.22	1.05	1.42	1.20	0.78	0.62	0.73	1.41	1.56	0.50
Сумма	99.60	99.58	99.97	100.37	99.60	100.57	99.94	99.90	99.78	100.16	100.31	100.19

Примечание. 1 - диориты и монцодиориты, 2 - кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты, 3 - гранодиориты Дагды-Японского массива; 4 - монцодиориты, 5 - кварцевые монцодиориты, 6 - гранодиориты, 7 - субщелочной гранит Августовского массива; 8 - субщелочные граниты Венюковского массива; 9 - кварцевые диориты Дагдинского массива; 10 - кварцевые монцодиориты, 11 - гранодиорит, 12 - граниты Елового массива. 1-3 коллекция В.П.Симаненко, 4-12 - коллекция А.В.Олейникова. В скобках число анализов

Таким образом, целесообразно пересмотреть состав и объем ранее выделявшегося в Центральном и Северном Сихотэ-Алине Баппинского интрузивного комплекса, оставив это название только за раннемеловыми гранитоидными массивами монцонитоидного состава, тяготеющими к апт-альбским отложениям Журавлевского террейна и вулканогенно-флишевым и вулканогенно-молассовым образованиям Самаргинской палеодуги. Позднемеловые гранитоиды следует исключить из состава Баппинского комплекса и рассматривать их в составе образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Венюковский интрузивный комплекс, выделенный А.В.Олейниковым в процессе геолого-съёмочных работ на территории Приморья в бассейне рек Единка, Венюковка, Кабанья, Килоу включает более 10 интрузивных массивов площадью от 6 до 60 км², локализованных в апт-альбских терригенно-вулканогенных отложениях Самаргинской палеоостровной дуги на границе с Восточно-Сихотэ-Алинским поясом. Массивы имеют многофазное строение. Выделяются три фазы. Первая фаза представлена основными породами - монцогаббро, монцогаббро-диоритами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами, слагающими от 10 до 20% площади некоторых массивов (Дагды-Японского, Дагдинского, Елового, Холинского, Золотого, Кунго). Большая же часть массивов, а некоторые из них - почти целиком

(Венюковский, Киловский, Августовский) сложены гранодиоритами и монцогранитами второй фазы внедрения. Третью фазу образуют поздние дайки и жилы аплитов, гранит-порфиров и пегматоидных гранитов. В пределах фаз наблюдаются постепенные переходы между типами пород за счет изменения соотношений темноцветных и лейкократовых минералов.

Монцогаббро, монцогаббро-диориты, монцодиориты, кварцевые диориты и кварцевые монцониты в порядке увеличения кремнекислотности содержат от долей % до 10% кварца, 30-50% плагиоклаза (андезин-лабрадор), 20-30% калиевого полевого шпата и до 40% темноцветных минералов, представленных в основных породах, главным образом, моноклинным и ромбическим пироксенами, амфиболом и биотитом примерно в одинаковых соотношениях, а в кварцевых монцонитах - преимущественно роговой обманкой, при резко подчиненной роли пироксенов и биотита. Гранодиориты и монцогранодиориты - это существенно амфиболовые породы с содержанием кварца - 10-25%, калиевого полевого шпата 25-40%, плагиоклаза (андезин) - 25-40%, амфибола - 15-20%, клинопироксена (авгит) - 1-3%, биотита - 5-15%. В гранитах и монцогранитах несколько увеличены содержания лейкократовых и понижены - темноцветных минералов. Акцессорные минералы во всех породах однотипны: апатит, циркон, гранат, ортит, в некоторых массивах встречается касситерит. Типичным акцессорным ми-

нералом пород комплекса является ильменит. В гранитоидах второй фазы некоторых массивов отмечаются ксеногенные зерна высокоглиноземистых минералов (андалузита и силлиманита), что свидетельствует о явлениях ассимиляции магмой корового материала.

Породы комплекса относятся к высококальциевой известково-щелочной и нормальной известково-щелочной сериям и характеризуются некоторым преобладанием калия над натрием в сумме щелочей (табл. 6). На диаграмме (см. рис. 3) точки их составов попадают, главным образом, в поля умеренно- и малоглиноземистых и лишь некоторые из них, видимо, наиболее контаминированные - в поле высокоглиноземистых гранитоидов. Породам первой фазы свойственны повышенные концентрации Ni (30-50 г/т), Co (30-110 г/т), Cr (40-110 г/т), V (50-120 г/т), значительно снижающиеся в гранитоидах второй фазы.

Биотиты монцодиоритов характеризуются высокими содержаниями кремнезема (36,6%), титана (3,8-4%), магния (12,9-13,3%) и калия (8,2-8,6%) при умеренной концентрации глинозема (12-14%). Они обладают низкой железистостью (45%), глиноземистостью (16-18%), низкой степенью окисления (1,7-2,5%) и на диаграмме [по 18] располагаются в поле IV - субщелочных составов.

Минералого-петрографические и геохимические данные свидетельствуют о вероятном образовании гранитоидов Венюковского комплекса при дифференциации мантийных магм субщелочного (повышенно калиевых) состава: По химизму они близки монцонитоидам Баппинского комплекса, а повышенные концентрации элементов группы железа, в особенности хрома, сближают их с андезибазальтами Самаргинской островной дуги.

Как уже отмечалось, интрузии Венюковского комплекса располагаются только среди апт-альбских отложений островодужного типа, прорывая и метаморфизуя осадочно-вулканогенные гордеевскую и бурматовскую толщи. В свою очередь они прорываются и перекрываются сенонскими риолитами приморской и андезитами самаргинской свит Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Калий-аргоновый возраст гранитоидов этого комплекса, определенный по валовому составу, варьирует от 102 до 76 млн лет с пиком 89,9-92,6 млн лет. Калий-аргоновый возраст монцодиоритов Дагды-Японского массива венюковского комплекса, полученный нами по биотиту, составляет 93 млн лет.

Бачелазская интрузивная серия Центрального Сихотэ-Алиня [15] включает ряд крупных массивов, мелких интрузивных тел и штоков, развитых к востоку от Центрального шва в пределах Журавлевского турбидитового бассейна, образующих интрузивные цепочки, приуроченные к оперяющим Центральный шов северо-восточным разрывам и протягивающимся к границам Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Серия

представлена многофазными интрузивными комплексами гранодиорит-гранитного состава, обладающими некоторыми региональными особенностями. Наиболее детально изучен Арминский гранодиорит-адамеллит-гранитный комплекс в Дальнеарминском районе Приморья [10, 24, 37] и комплекс монцонит-гранодиорит-гранитов верховьев р. Бикин [1, 7, 10, 15]. Мелкие тела и штоки Арминского комплекса сложены, главным образом, диоритами и гранодиоритами, а крупные массивы - гранодиорит-адамеллитами и адамеллит-гранитами. Среди интрузий верховьев р. Бикин широко развиты монцодиориты и кварцевые диориты с повышенным содержанием калия [1, 10].

Особенность Бачелазской серии - относительная выдержанность минерального состава гранодиоритов и адамеллитов во многих массивах и резкая изменчивость состава более основных пород (от диоритов до монцонитов и кварцевых монцонитов) даже в отдельных массивах и штоках, которые обычно содержат включения пироксенитов, амфиболитовых габбро и габбро-монцонитов. Особенностью также является присутствие высокоосновного плагиоклаза ($Ап_{45-50}$) в лейкократовой части и авгита (до 5%) в темноцветной, где последний ассоциирует с роговой обманкой и маложелезистым биотитом. Среди аксессуарных минералов преобладает ильменит, обычны также апатит, сфен, циркон, рутил и сульфиды. По химическому составу большинство пород серии относится к нормальному ряду известково-щелочной серии (см. рис. 2) с соотношением K_2O/Na_2O , варьирующим от 0,8 до 1,2. По глиноземистости они соответствуют умеренноглиноземистым гранитоидам с отклонениями в сторону высокоглиноземистых составов (см. рис. 3). Формирование гранитоидов Бачелазской серии обусловлено дифференциацией глубинных андезитовых магм в условиях повышенной температуры и щелочности и пониженной активностью H_2O [24, 37].

Многочисленные калий-аргоновые датировки дают цифры 98-94 млн лет для диоритов и габбро-диоритов, 88-83 млн лет для гранодиоритов и монцогранодиоритов, 78-62 млн лет для адамеллитов и биотитовых гранитов, 58-53 млн лет для лейкократовых гранитов [37]. Rb-Sr изотопный возраст гранитоидов главных фаз типовых массивов серии составляет 86-81 млн лет [4].

Таким образом, по геологическим данным [1, 15] и изотопным датировкам становление Бачелазской серии во времени происходило параллельно с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, но в тыловой части этой структуры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

В настоящее время существует несколько классификаций, позволяющих по петро- и геохимическим

особенностям гранитоидов судить об их происхождении и геодинамических условиях формирования. Наиболее популярна из них классификация Б. Чаппелла и А. Уайта [51], согласно которой в орогенных областях выделяются гранитоиды S- и I-типов, формирующиеся в обстановке общего сжатия. При этом S-граниты рассматриваются как коллизионные, возникающие в результате столкновения различных блоков земной коры, а I-граниты как субдукционные, формирующиеся в областях активных континентальных окраин и островных дуг. Кроме этих двух типов в субдукционных обстановках образуются граниты М-типа [67], характерные для регионов развития примитивных (океанических) островных дуг. В обстановках растяжения в спрединговых и рифтовых зонах формируются граниты О-типа, представленные плагиогранитами офиолитовых комплексов ряда регионов мира [52, 55]. В условиях стабилизированной континентальной коры формируются комплексы щелочных анорогенных или внутриплитных гранитоидов А-типа [53, 65]. Эти типы гранитоидов обладают определенными особенностями минерального и петрохимического состава, различаются содержаниями и соотношениями сидерофильных, крупноионных литофильных, редкоземельных элементов и изотопными характеристиками, что связано с особенностями субстратов, из которых выплавлялись первичные магмы, и условиями их кристаллизации. Так, гранитоиды S-типа, образующиеся в земной коре за счет переплавления толщ глинистых осадочных или метаморфических пород, характеризуются сравнительно небольшими вариациями составов по кремнекислотности (гранодиориты, меланократовые граниты, граниты), высокими содержаниями глинозема и калия и низкими – кальция [51, 52, 57, 66]. Темноцветные минералы в них представлены только слюдами, широко развиты высокоглиноземистые минералы, такие как кордиерит, силлиманит, андалузит, мусковит; среди акцессорных минералов обычными являются гранат, ильменит, монацит. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно больше 0,708. Гранитоиды I-типа гетерогенны. Они образуются путем частичного переплавления вулканического материала базальтовой коры или являются дифференциатами мантийных базальтовых и андезитовых магм. Некоторые из них образуются путем гибридности коровых и мантийных магм. Соответственно этому I-гранитоиды характеризуются широкими вариациями химического и минерального составов, содержаниями сидерофильных элементов, которые обычно выше, чем в S-гранитах, а также и начальным отношением изотопов стронция (обычно менее 0,708) [50, 61].

Для выяснения природы, определения источников и условий генерации гранитоидных магм и геодинамических обстановок проявления гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня нами проведено сравнение

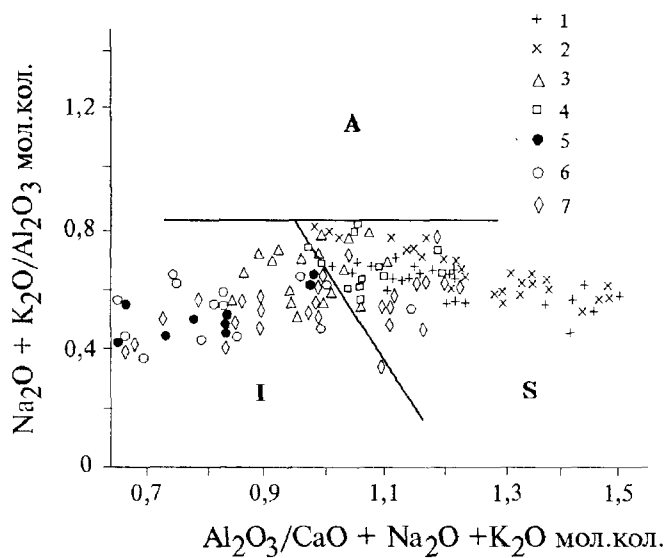


Рис. 6. Диаграмма для разделения А, S и I типов гранитоидов по петрохимическим признакам.

их с гранитоидами типовых обстановок различных регионов мира. Сравнение проводилось с использованием классификационных диаграмм составов, предложенных разными авторами. Следует отметить, что не все из существующих в настоящее время классификационных диаграмм оказались информативными для разделения сихотэ-алинских гранитоидов. Различия между ними наиболее четко проявляются при сопоставлении минералогических и петрохимических параметров. По набору признаков гранитоиды Хунгарийского и Сандинского комплексов вполне уверенно идентифицируются как гранитоиды S-типа. Для них характерно высокое содержание нормативного корунда, полное отсутствие амфиболов и присутствие только биотита среди темноцветных минералов, кордиерит-мусковит-силлиманит-андалузит-гранат-ильменит-монацитовая ассоциация акцессорных минералов. Они обладают высокой глиноземистостью и на диаграммах (рис. 6) располагаются исключительно в поле S-типа. По соотношению $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) - \text{K}/(\text{Na} + \text{K})$, предлагаемому для типизации гранитоидов [63], они также соответствуют S-гранитам.

Известно, что составы биотитов используются не только как показатели условий кристаллизации пород, но и как индикаторы условий происхождения расплавов, из которых образовалась биотитсодержащая порода [16, 18, 48, 49 и др.]. На диаграммах состава (рис. 7) биотиты гранитоидов Хунгарийского комплекса располагаются только в полях высокоглиноземистых гранитов S-типа, а биотиты Сандинского комплекса в некоторых случаях отклоняются в область известково-щелочных орогенных серий. По соотношению $\text{Log}(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}) - (X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})$ биотиты гранито-

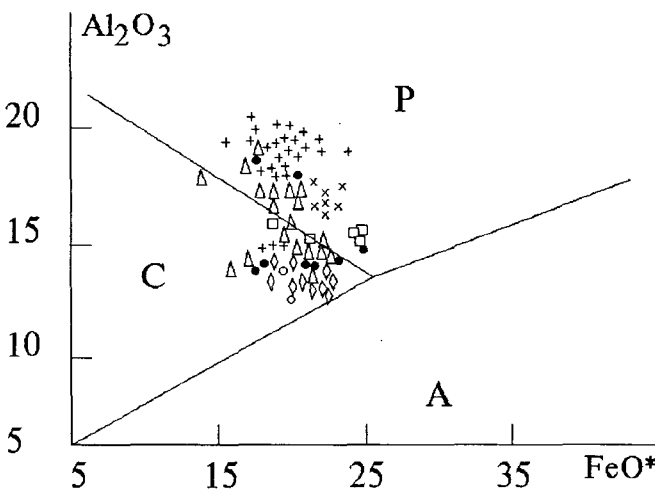
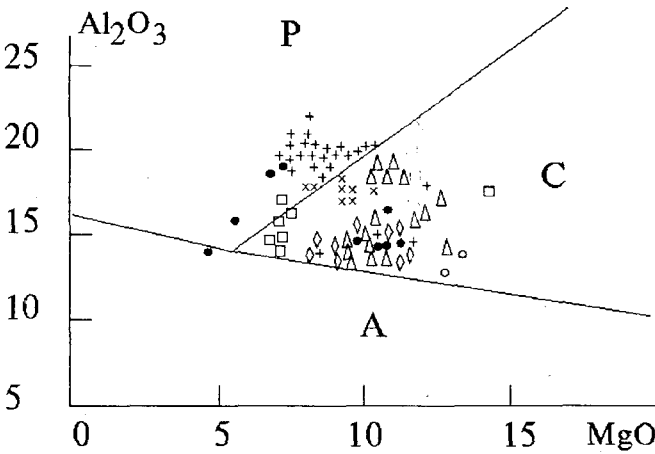
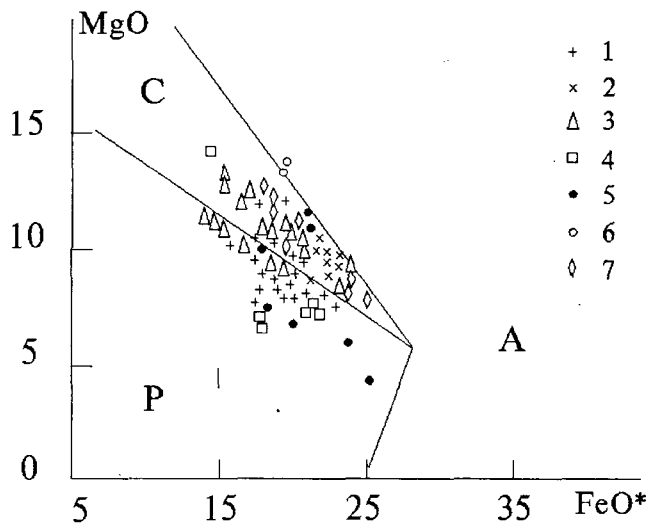


Рис. 7. Диаграмма для разделения А, S и I типов гранитоидов по составам биотитов.

Поля: - А - анорогенных щелочных, Р - высокоглиноземистых S-типа, С - известково-щелочных I-типа. 1-7 - составы биотитов из гранитов разных комплексов (см. на рис. 2).

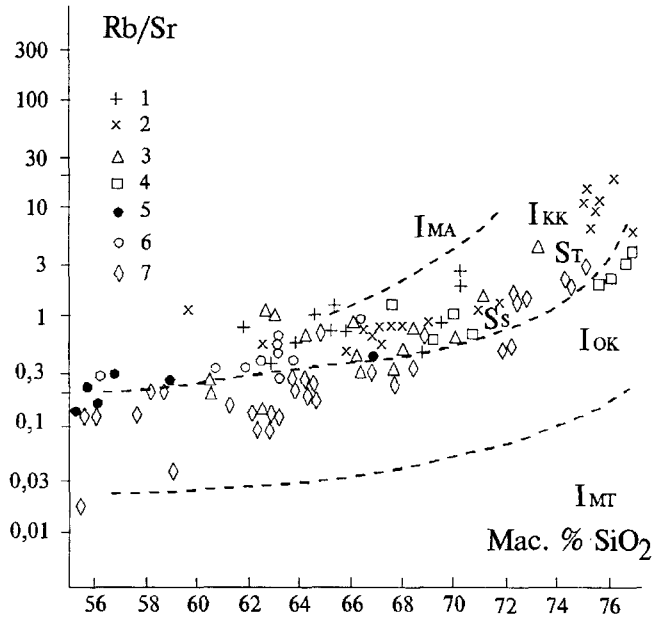


Рис. 8. Классификационная диаграмма гранитоидов [64]

Типы гранитоидов: Ss - автохтонные гранитоиды континентальной коры, St - интрузивные гранитоиды континентальной коры (анатекситы параметаморфитов), Ikk - интрузивные гранитоиды континентальной коры (анатекситы по ортометаморфитам), IOk - интрузивные гранитоиды океанической коры, IMt - интрузивные мантийные гранитоиды толентовой серии, IMA - интрузивные мантийные гранитоиды щелочной серии.

идов этих комплексов располагаются главным образом в поле анатектических расплавов, контаминированных коровым материалом [49], а некоторая часть биотитов Сандинского комплекса попадает в поле плутонов, образовавшихся путем контаминации и ассимиляции субмаринных метаосадков с графитом.

Среди геохимических признаков, позволяющих различать гранитоиды разных типов, широко используют данные по соотношениям в них Rb, Sr, Ba [23, 42 64], а также Rb, Y и Nb [57, 59]. На классификационной диаграмме [64], построенной с учетом соотношений Rb/Sr и SiO₂ в гранитах, хунгарийские и сандинские граниты соответствуют анатектическим гранитам S-типа континентальной коры (рис. 8).

Если состав ксенолитов в гранитоидах в какой-то мере отражает состав исходных субстратов для выплавления магм [66], то можно предположить, что первичные магмы хунгарийских гранитов образовались путем анатексиса метаосадочных пород на границе верхней и нижней коры, а также переплавления некоторого количества габброидных пород, внедрившихся ранее образования хунгарийских гранитов. Об этом свидетельствует большое количество ксенолитов габброидов в хунгарийских гранитах и величина начального отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0,70975 в шивкинских гранитах, характерная для расплавов, возник-

ших при частичном плавлении смеси осадочных пород земной коры с высоким отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ и вещества мантийного происхождения с низким значением этого отношения [44]. Гранитоиды Сандинского комплекса, вероятно, формировались из магм, образовавшихся путем ультраметаморфизма и палингенеза богатых органикой осадочных толщ в условиях повышенного давления. Свидетельством тому являются многочисленные ксенолиты гнейсов разнообразного состава в них, наличие во многих гранитах самородного графита и акцессорного муассанита [12].

Гранитоиды Татибинской серии по условиям образования гетерогенны. Кварцевые диориты, монцогранодиориты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты по петрохимическим особенностям соответствуют I-типу гранитов, биотитовые и лейкократовые граниты - S-типу. По соотношению Rb-Sr-Ba первые относятся к производным известково-щелочных магм, а вторые - к ультраметаморфическим гранитам. Соотношение Rb и Sr в системе [54] показывает, что гранитоиды первой фазы формировались на больших глубинах, чем граниты второй фазы. При этом начальные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношения в гранитоидах Дальнинского и Бисерского массивов свидетельствуют об изотопной однородности магматических расплавов, родоначальных для гранитоидов первой и второй фаз внедрения, и соответствуют представлениям [44] об их мантийной природе. Однако высказано мнение [5], что субстратом для зарождения первичных магм гранитоидов первой фазы явилась не мантия, а океаническая кора, отторженцы которой в виде аллохтонных пластин палеозойских офиолитов и мезозойских базальтов и пикритов широко развиты в турбидитовых толщах Самаркинского террейна [45]. Образование лейкократовых пород второй фазы крупных массивов татибинской серии связывается с последующей тектоно-магматической активизацией, переплавлением ранее закристаллизованного в глубинном очаге диоритового плутона и дифференциацией вновь образованного расплава. Подтверждением этому может служить положение точек составов гранитоидов Татибинской серии на диаграмме Rb/Sr - SiO₂ (рис. 8) либо в области интрузивных гранитоидов океанической коры, либо интрузивных пород континентальной коры (анатекситы ортометаморфитов). Гранодиориты рудоносного штока Восток-2, сформировавшиеся в промежутке между внедрением гранитоидов первой и второй фаз Татибинской серии, обладают промежуточным, по классификации [44], начальным отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, свидетельствующим о значительном участии сиалического материала в расплавах, формирующих шток. Расплавы с таким начальным ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношением могли образоваться в особых магматических камерах, не связанных с крупными очагами - источниками магм для крупных плутонов. Но бо-

лее вероятно, что эти расплавы возникли путем обогащения радиогенным стронцием магм с низким первичным отношением изотопов стронция при подъеме их в верхние горизонты коры и ассимиляции древних метаморфических комплексов Ханкайского массива.

Гранитоиды Баппинского и Венюковского комплексов на классификационных диаграммах занимают одни и те же поля и в основном соответствуют I-типу гранитов, хотя некоторые их составы отклоняются к области S-гранитов, что, видимо, связано с контаминацией их коровым материалом. По соотношению Rb и Sr гранитоиды этих комплексов соответствуют производным андезитовых магм повышенной щелочности, очаги которых формируются на глубинах 35-40 км [54]. О природе исходных магм этих комплексов можно судить и по поведению циркония, который используется в качестве элемента-индикатора магматической дифференциации [62]. Поведение циркония в гранитоидах Венюковского комплекса аналогично поведению этого элемента в гранитах приконтинентальных островных дуг, например, массива Кэптэнс-Бэй на о. Уналашка Алеутской вулканической дуги [60]: содержание циркония возрастает от 9-50 г/т в диоритах, кварцевых диоритах и монцодиоритах до 280-330 г/т в гранодиоритах и гранитах, несколько снижается (до 150 г/т) в лейкократовых гранитах дополнительных фаз внедрения, сопровождаясь снижением содержаний титана и стронция и некоторым увеличением содержаний иттрия и ниобия. Это указывает на ведущую роль фракционирования плагиоклаза, пироксена, амфибола и железо-титанистых окислов в процессе кристаллизационной дифференциации расплавов, исходных для Венюковского комплекса. Поведение циркония в гранитоидах S-типа, связанных с коровыми магмами, противоположно. Более основные породы S-гранитов обычно обогащены цирконием. Например, содержание циркония в диоритах и кварцевых диоритах Хунгарийского и Сандинского комплексов, составляющее 220-300 г/т, в процессе дифференциации постепенно уменьшается до 10-80 г/т в лейкократовых гранитах и сопровождается уменьшением содержаний титана, стронция, ниобия, иттрия и бария.

Сравнение химического состава Баппинских и Венюковских гранитоидов показывает близость наиболее основных их разностей известково-щелочным и шшонитовым вулканитам Самаргинской островной дуги раннемелового возраста, залегающим в фундаменте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [2, 3, 31, 32]. Примечательно, что возраст импульсов Баппинского комплекса практически совпадает с этапами формирования Самаргинской вулканической дуги, а именно с образованием вулканогенно-флишевого апт-альбского (гордеевская и кемская свиты) и вулканогенно-молассового позднеальбского (бурматовская и малотернейская толщи, лужкинская

свита) комплексов [2]. Начальные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношения в гранитоидах Баппинского комплекса совпадают с таковыми в базальтах палеодуги [33]. Территориально гранитоиды Баппинского и Венюковского комплексов также тяготеют к выходам вулканитов Самаргинской палеодуги, располагаясь несколько западнее них. Следовательно, можно полагать, что родоначальными для гранитоидов Баппинского и Венюковского комплексов, так же как и для вулканитов Самаргинской дуги, были мантийные магмы островодужного типа.

Позднемеловые гранитоиды Бачелазской серии по совокупности минералогических и петролого-геохимических признаков в большинстве случаев отвечают I-типу гранитов (см. рис. 6, 7), хотя среди них и встречаются породы состава высокоглиноземистых гранитов. Показательны составы биотитов: на диаграмме рис. 7 они располагаются в поле известково-щелочных орогенных серий (I-типа), а по низким значениям $\log(X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})$ отношения в большинстве случаев соответствуют биотитам гранитоидов ильменитовой серии Японии [59], которые обычно рассматривались как продукты, возникшие при переплавлении восстановленных субмаринных графитсодержащих осадков и относились к S-типу [49, 58]. Однако статистический анализ показал, что только часть гранитов ильменитовой серии относится к S-типу, большинство же из них следует рассматривать как I-тип [63]. По классификации [64] бачелазские гранитоиды относятся к типу гранитов океанической коры (см. рис. 8). По соотношению Rb и Sr породы диорит-монцогранодиорит-гранодиоритового состава отвечают производным андезитовых магм повышенной щелочности, а состава адамеллитов-гранитов относятся к производным исходной толеитовой континентальной и островодужной магм [по 42]. Данные абсолютного возраста и низкие величины начальных ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношений в гранитах главных фаз Бачелазской серии [3], близкие к таковым для мантийных монцогранитов Березовского комплекса Сихотэ-Алиня [6], а также андезибазальтов синанчинской (0,7053-0,7058) и самаргинской (0,7039-0,7061) свит [43], свидетельствуют о том, что формирование массивов Бачелазской серии происходило одновременно с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского пояса из глубинных подкоровых магм. Более поздние граниты мелких штоков формировались при участии значительной доли корового вещества, что привело к увеличению в них начальной ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ метки.

Приведенные выше данные по составу, возрасту и типизации гранитоидов позволяют связать их образование с различными геодинамическими обстановками и представить геологическую историю развития территории юга Дальнего Востока в меловое время. Выделяется три основных типа геодинамических об-

становок, проявившихся в раннем-позднем мелу в Сихотэ-Алине - коллизионный, островодужный и активной континентальной окраины андийского типа. Коллизионному типу геодинамических обстановок в полной мере соответствуют S-граниты Хунгарийской серии. Образование их связывается со столкновением Анойского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом, вызвавшим складчатость, покровообразование и коллизионный магматизм в начале раннего мела [22]. Эти граниты можно рассматривать как раннеколлизионные, коровые.

С начала раннего мела, а возможно, и с конца поздней юры, восточная окраина Азии представляла собой активную континентальную окраину островодужного типа. На Востоке Сихотэ-Алиня располагалась Самаргинская палеоостровная вулканическая дуга [2, 3, 25, 32], развитие и становление которой связано с зоной субдукции, которая в современной структуре фиксируется зонами гипербазитовых и глаукофансланцевых поясов и серпентинитового меланжа на островах Сахалин и Хоккайдо. Главные элементы этой структуры в виде вулканогенного поднятия, представленного областями развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород известково-щелочного состава, обнаружены на Сахалине, островах Монерон, Ребун, Хоккайдо и в зоне Китаками о Хонсю [32, 56]. В Сихотэ-Алине вулканиты имеют преимущественно шошонитовый состав, и, видимо, представляют фрагменты тыловой части палеодуги. Преддуговые элементы палеодуги реконструируются на о. Сахалине. Это синхронные вулканитам дуги турбидиты в основании Западно-Сахалинского прогиба и эвгеосинклиналильные комплексы Восточного Сахалина [25]. Журавлевский турбидитовый бассейн представлял собой окраинное море в тылу островной дуги. Северо-западной границей Журавлевского бассейна с Азиатским континентом служил Центральный Сихотэ-Алинский разлом [8].

Под действием субдукции и коллизии Журавлевского окраинного бассейна и Самаркинского террейна в зоне влияния Центрального шва Сихотэ-Алиня на разных уровнях земной коры в готерив-альбское время генерировались магмы, давшие начало гранитоидам I- и S- типов татибинской серии. Эти гранитоиды можно условно выделить в качестве субдукционно-коллизионных гетерогенных, мантийно-коровых.

Субдукция под вулканогенную дугу происходила в северо-западном направлении и сопровождалась общим смещением дуги в сторону Азиатского континента. Движение островной дуги обусловило складчатость, многократное увеличение осадочной призмы и замыкание Журавлевского турбидитового бассейна в конце альба. Пододвигание по зоне субдукции происходило на фоне левосторонних сдвиговых перемещений по Центральному шву [40] вдоль се-

веро-западной границы тылового бассейна. В совокупности все это привело к интенсивному метаморфизму нижней части осадочной призм, палингенному выплавлению магм, родоначальных для S-гранитов сандинского комплекса, и внедрению их по зонам разломов, оперяющих Центральный шов. Эти граниты можно выделить как позднеколлизионные, коровые.

Одновременно в пограничной области между Журавлевским бассейном и вулканогенным поднятием действовали очаги глубинной андезибазальтовой магмы, родоначальной для вулканитов Самаргинской палеодуги и гранитоидов Баппинского и Венюковско-го интрузивных комплексов, которые можно рассматривать как раннесубдукционные мантийные.

После этапа магматического скупивания, произошедшего на границе раннего и позднего мела, Самаргинская вулканическая дуга трансформировалась в активную континентальную окраину андийского типа. Чередование подводных и наземных излияний андезибазальтовых лав сменилось субаэральным вулканизмом и гипабиссальным плутонизмом с образованием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в тыловой части Самаргинской дуги. Формирование пояса и Самаргинской дуги связано с развитием одной и той же сейсмофокальной области. Вулканический пояс, представляющий собой лиминарную структуру андийского типа, сопряжен с преддуговым прогибом, каковым является Западно-Сахалинский прогиб, и аккреционным комплексом складчатых сооружений Восточного Сахалина [25]. В тылу же вулканического пояса к западу от него формируется, по аналогии с андийским, тыловой пояс интрузий, представленных гранитоидами Бачелазской серии, рассматриваемый нами как поздне-субдукционный мантийный.

Работа выполнена по гранту РФФИ 95-05-14648.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурьянова И.З., Калягин Н.И., Киричек Д.В., Надежкина З.Е. Основные черты геохимии позднемеловых гранитоидов верховьев р. Бикин // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 171-182.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 112 с.
- Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1183-1185.
- Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальнинского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрогенетическая интерпретация // Докл. АН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473-475.
- Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Павлов В.А., Руб М.Г. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164-1169.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности // Проблема магматической геологии. Новосибирск: Изд-во Наука, Сиб. отд-ние, 1973. С. 235-249.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Особенности состава интрузивных пород Мопанского рудного узла (Северный Сихотэ-Алинь) как критерии его оловоносности // Тихоокеан. геология. 1991. № 4. С. 72-79.
- Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
- Ермолов П.В., Изох Э.П., Владимирова А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 208-211.
- Зимин А.С. Минералы углерода как индикаторы условий образования глиноземистых гранитов (на примере Сандинского интрузивного комплекса Северного Сихотэ-Алиня) // Второе Всесоюзное совещание по геохимии углерода. Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, 1986. С. 120-122.
- Иванов В.С., Рубис А.Д. Латеральная зональность и рудная специализация мезозойских гранитоидов и монцонитоидов Северо-Восточных окраин Азии // АН СССР, ДВО. ДВГИ. Владивосток, 1991. 190 с.
- Иванова В.Л. Петрология гранитоидов месторождения Восток-2 // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975. 22 с.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.Н. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
- Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Известия АН СССР, сер. геол. 1973, № 5. С. 37-51.
- Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток, 1991. 380 с.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 3. С. 20-37.
- Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1972. 25 с.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляция магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть II. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток, 1987. 28 с.
- Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., При-

- холько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3-25.
23. Недашковский П.Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 203с.
24. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Барий-рубий-стронциевые отношения как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 117-127.
25. Парфенов Л.М. Континентальная окраина и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
26. Петраченко Р.И., Олейников А.В., Петраченко Е.Д. Рудоносность мел-палеоценовых плутонических комплексов Северного Сихотэ-Алиня // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток, 1988. С. 75-93.
27. Потапьев С.В. Исследование глубинного строения Восточной Сибири и юга Дальнего Востока авиасейсмическим зондированием // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1979. 45 с.
28. Приходько В.С., Бердников Н.В., Бехтольд А.Ф., Чубаров В.М. Состав и строение литосферы Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 52-62.
29. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Гришин Н.В. Акцессорные гранаты как индикаторы генезиса рудоносных гранитоидов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 6. С. 1397-1400.
30. Руб М.Г., Павлов Н.Г., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Мезозойские вольфрамоносные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982. С. 104-173.
31. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7-13.
32. Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 86-95.
33. Симаненко В.П., Герасимов Н.С., Сухов В.И. Rb-Sr - изохрона раннемеловых базальтов Северного Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239-242.
34. Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеселит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178 с.
35. Степанов Г.Н., Иванов В.С. Биотиты вольфрамоносных высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 126-130.
36. Степанов Г.Н., Гвоздев В.И., Романенко И.М. Золото-серебряная минерализация на одном из вольфрамо-вых месторождений Приморья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканотектонических поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 180-191.
37. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
38. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
39. Тектоно-магматические системы аккреционной коры. Владивосток, 1983. 338 с.
40. Уткин В.П. Сдвигообразование как фактор в развитии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 951-955.
41. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980. 327 с.
42. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987. 232 с.
43. Филимонова Л.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Изотопный состав стронция некоторых вулканогенных пород Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 5. С. 1242-1245.
44. Фор Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974. 214 с.
45. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 1993. 31с.
46. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.В., Окавитый В.Н. О составе флюидных включений в кварце гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 1994. Т. 335, № 3. С. 348-351.
47. Шкодинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1993. 238 с.
48. Abdel-Fatton M. Abdel-Rahman. Nature of biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas // J. Petrology. 1994. V. 35, N 2. P. 525-541.
49. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore Fluids: Magmatic to Supergene // Mineralogical Society of Amer. 1988, N 17. P. 235-321.
50. Chappell B.W., Stephens W.E. Origin of infracrustal (J-type) granite magmas // Earth Sci. 1988. V. 79, N 2-3. P. 71-86.
51. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173-174.
52. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 1099-1108.
53. Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and Origin of A-type granites with Particular Reference to Southeastern Australia // Contrib. Mineral and Petro. 1982. V. 80. P. 189-200.
54. Condie E.C. Archean magmatism and crustal thickening // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. p. 2981-2992.
55. Continen A. An early proterozoic ophiolite - the Jormua mafic ultramafic complex, north-eastern Finland // Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 313-341.
56. Geology and Tectonics of Hokkaido. Monograph of the Association for the geological Collaboration in Japan No, 31. Tokyo, 1986. 518 p.
57. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindl A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics Eds: M.P. Coward, A.C. Ries. 1987. Geol. Soc. London. Spec. publ. N 19. P. 67-81.
58. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and

- nature observations // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1977. V. 63. P. 175-198.
59. Ishihara S. The magnetite series and the ilmenite series granitic rocks // *Mining. Geol. Japan.* 1977. N 27. P. 243-3000.
60. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, N 4V. P. 956-980.
61. Perchuk L.L., Lavrent'eva J.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // *Adv. Phys. geochim.* 1983. V. 3. P. 199-239.
62. Perfit M.R., Brueckner H., Lawrence J.R., Kay R.W. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated rocks, Unalaska island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. V. 73, N 1. P. 69-87.
63. Pitcher W.S. Granite: Typology, geological environment and Melting Relationships//Migmatites, melting and metamorphism / Eds: M.P. Atherton, C.D. Gribble, 1983. Nantwich, Shiva Publ. P. 277-287.
64. Sounders A.D., Tarney J. Geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia Sea // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. V. 43. P. 555-572.
65. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series / Ilmenite-series VS> I-type/S-type granitoids // *Granitic Magmatism and Related mineralization. Mining Geol. Spec. Issue.* 1980, N. 8. P. 13-28.
66. Tischendorf V.G., P., lchen W. Zur klassifikation von granitoiden // *Z. gool. Wiss., Berlin.* 1985. V. 13, N 5. P. 615-627.
67. Whallen G.B., Kenneth L., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1987. V. 95, N 2. P. 407-419.
68. White A.J.R., Chappell B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics.* 1979. V. 43, N. 1. P. 7-22.
69. White A.J.R. Sources of granite magmas//*Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. Meeting. Abstract.* 1979. P. 539.

Поступила в редакцию 7 мая 1996 г.

*V.P.Simanenko, **I.N.Govorov**, L.N.Khetchikov, V.G.Gonevchuk, N.S.Gerasimov*

The Cretaceous granitoids of Central Sikhote-Alin: intrusive complexes and series, their geodynamic position and origin

Information on the geology and petrology of Central Sikhote-Alin granitoids (southern part of the Russian Far East) and the Rb-Sr isochrons of magmatic complexes are generalized. The obtained data show that the Early Cretaceous granitoids are widespread in the structures of accretionary tectonics. The formation of the granitoid complexes is connected with different geodynamic environments. The granitoids of the Khungariysky series are related to the collision of the Anyuisky microcontinent with the East Siberian continent in the Early Cretaceous; the intrusions of the Tatibinsky series, Sandinsky, Bappinsky, and Veniukovsky complexes are related to the development of the Samarginsky Early Cretaceous volcanic arc; and the intrusions of the Bachelazky series are connected with the formation of the East Sikhote-Alin volcanic belt. Five main geodynamic types of granitoid complexes are distinguished: (1) early collisional (Khungariysky series); (2) subduction collisional (Tatibinsky series); (3) late collisional (Sandinsky complex); (4) early subduction (Bappinsky, Veniukovsky complexes); (5) late subduction (Bachelazky series).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ГРАНИТОИДАХ УЛКАНСКОГО АВЛАКОГЕНА (СЕВЕРО-УЧУРСКИЙ ПЛУТОН, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

*П.Г.Недашковский, В.А.Пахомова, Б.Л.Залищак, В.И.Сапин, В.А.Соляник,
М.Н.Назаров*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г.Владивосток

Железо-марганцевые метасоматиты обнаружены среди редкометалльных метасоматитов, развитых в гранитоидах рапакиви Северо-Учурского плутона. Парагенезис диопсид-гельвин-пироксмангит при отсутствии обогащенных марганцем вмещающих пород, приуроченность к катаклазированным гранитам, интенсивные замещения более поздними магнетит-гентгельвин-кварцевыми и флюорит-сульфидно-хлоритовыми метасоматитами и превращение этих зон в комплексные редкометалльно-редкоземельные руды вызывают определенный интерес к условиям их происхождения. В статье по результатам изучения вещественного состава и условий кристаллизации главных минералов, установленных термобарогеохимическими методами, сделана попытка осветить геологические и физико-химические условия образования этих уникальных метасоматитов.

Редкометалльные метасоматиты в раннепротерозойских гранитоидах Северо-Учурского плутона обнаружены Ю.Н.Гамалея в 1962 году (отчет партии № 6 ВАГТа, 1963) и были описаны как тела окварцевания с гентгельвином и бериллом, контролируемые зонами трещиноватости в крупнозернистых гранитах рапакиви. В 1966 году [14] здесь были выявлены эгирин-рибекит-кварцевые метасоматиты с фенакитом и гематит-флюорит-сульфидные гидротермалиты с берtrandитом, приуроченные к экзоконтактам щелочно-гранитных штоков, прорывающих крупнозернистые граниты. Одновременно И.А.Егоров [4] описал метасоматиты трех других типов: магнетит-полевошпатовые с фенакитом и берtrandитом, кварц-гематит-сульфидные с гентгельвином и кварц-хлоритовые с эвклазом, локализующиеся среди альбитизированных крупнозернистых гранитов. Позднее была обнаружена и монографически описана [11,12] фенакит-редкометалльная минерализация в жильных и приконтактных щелочно-гранитных пегматитах и ассоциирующихся с ними фенитах. Наконец, в 1986 году М.Н.Назаровым среди изученных ранее рудоносных зон были выявлены эгиринизированные дайки щелочных грорудитов и рокалитов с редкоземельной минерализацией [15] и оригинальные диопсид-гельвин-пироксмангитовые метасоматиты с редкометалльной минерализацией. В настоящей работе впервые приводятся данные о вещественном составе и условиях формирования метасоматитов и обсуждается их роль в развитии разнообразных редкометалльных метасоматитов с использованием новых термобарогеохимических данных.

Северо-Учурский рапакивищелочно-гранитный плутон площадью около 700 км² размещается в Улканском авлакогене среди комагматичных раннепротерозойских вулканитов элгетейской свиты и конт-

ролируется Южно-Алданским глубинным разломом [1,15]. Формирование его происходило путем многократных внедрений комагматичных расплавов, составы которых на петрохимической диаграмме Л.С.Бородина располагаются в пределах поля субщелочных пород, группируясь в тренды двух семейств: калиевой (гранодиориты+граниты рапакиви+лейкограниты+комендиты) и калий-натриевой (щелочное габбро+сиенито-диориты+ щелочные граниты+пантеллериты+грорудиты) щелочности [15, рис.3].

Для граносиенитов и гранитов главной интрузивной фазы характерно присутствие многочисленных ксенолитов анортозитового, габброидного и трахитового составов, темноцветных и полевошпатовых шпиров с калишпат-плагиоклазовыми овоидами. В цементирующей включения основной массе породы преобладают такситовые, рапакивиподобные и трахитовые текстуры. Первичный полевой шпат представлен анортоклазом состава $Or_{40-65}Ab_{40-50}An_{2-5}$, а темноцветные минералы характеризуются высокой железистостью ($f_{общ.} = 80-98\%$). Особенности химического состава гранитоидов являются низкие содержания кальция, титана, магния и глинозема и высокие – щелочей (8-12% мас.), кремнезема, марганца (в гранитах рапакиви до 2% мас.) при агапайности 1.0-1.2 типичной для эвтектоидных гранитных расплавов [13,15, таб.22].

В [15, табл.2] было показано, что вышекларковые средние содержания олова, вольфрама, молибдена в гранитоидах семейства рапакиви с тенденцией их возрастания в поздних лейкогранитах и гранитных пегматитах, так же как и повышенные кларки фтора, бериллия, ниобия и редких земель в щелочных гранитах с той же тенденцией возрастания кларков в щелочно-гранитных дайках, свидетельствуют о металлогенической специализации исходных расплавов в отношении этих элементов, ре-

ализующейся олово-вольфрам-молибденовой минерализацией в грейзенизированных лейкогранитах, редкометалльно-бериллиевой – в щелочных пегматитах и метасоматитах и цирконий-редкоземельной – в эгиринизированных грорудитах и рокалитах.

В пределах Северо-Учурского плутона выявлено свыше 20 рудопоявлений редкометалльных метасоматитов, контролируемых зонами разломов и участками повышенной трещиноватости в крупнозернистых гранитах или вдоль контактов этих гранитов с лейкогранитами дополнительной фазы. В плане тела метасоматитов имеют линейно вытянутую форму, если формировались в приразломных зонах одного направления, овальную или сложно ветвящуюся, если метасоматоз развивался на участках пересечения разнонаправленной трещиноватости. Геологическими наблюдениями установлено, что линейные зоны метасоматитов пересекают поле топаз-биотитовых грейзенов в эндо- и экзоконтакте лейкогранитного штока Перевальный (Рис. 1, А).

Генерализованный разрез линейной зоны метасоматитов выглядит так (от периферии к центру): крупнозернистые гранитоиды рапакиви в полосе

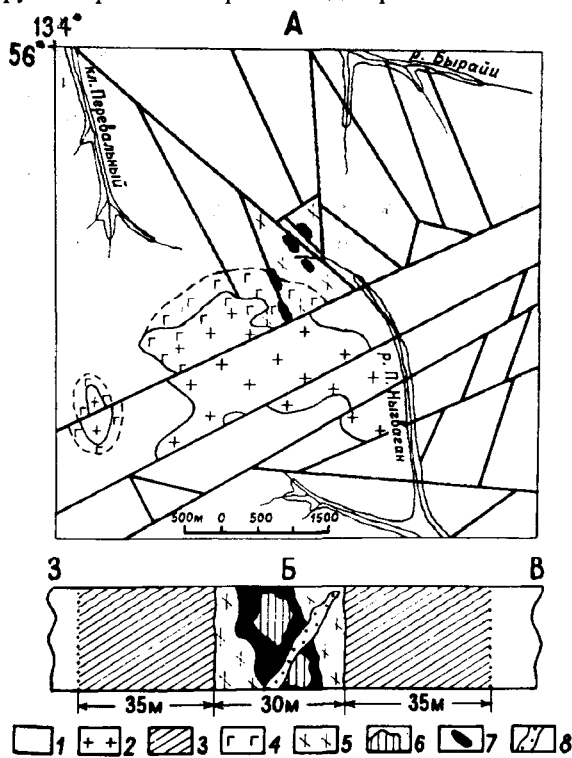


Рис. 1. А - размещение редкометалльных метасоматитов в гранитоидах Северо-Учурского плутона; Б - геологические взаимоотношения катаклазитов, скарноидов, рудных метасоматитов и гидротермалитов.

1- крупнозернистые граниты рапакиви, 2- лейкограниты дополнительной фазы, 3- альбитизированные граниты, 4- грейзенизированные граниты, 5- катаклазированные граниты, 6- диопсид-гельвин-пироксанитовые метасоматиты, 7- магнетит-гентельвининовые метасоматиты, 8- гематит-хлорит-кварцевые и кварц-флюоритовые гидротермальные жилы.

шириной 100 и более метров постепенно переходят в более пористые слабо измененные (красные за счет гематизации полевых шпатов) граниты; среди которых размещаются более плотные, сильно раздробленные и фельдшпатизированные апогранитовые катаклазиты, ограниченные с обеих сторон крупными трещинами и содержащие гнездово-прожилковые обособления кварц-полевошпатового с фенакитом, кварц-гематит-сульфидного с берtrandитом, кварц-флюоритового и кварц-хлоритового с эвклазом составов. Такое двухзональное строение метасоматитов отражает две сопряженных стадии замещения раздробленных гранитов - стадию прогрессивного выщелачивания (гематитизированные пористые граниты) и стадию регрессивной фельдшпатизации и окварцевания в катаклазитах (зона разгрузки выщелоченных компонентов). В других зонах метасоматитов тела катаклазитов четко не обособлены и отложение выщелоченных компонентов происходило среди наиболее пористых с миароловыми пустотами участках фельдшпатизированных гранитов.

Первоначальное изменение вмещающих биотитовых гранитов выразилось в частичном разложении гастингсита и биотита на гематит, карбонат, хлорит, кварц и сульфиды, в развитии по анортоклазу состава $Or_{50}Ab_{41}An_9$ каемок и интерстиций альбита и превращением его в "шахматный" альбит, в перекристаллизации кварца в тонкозернистый агрегат. Обильная вкрапленность микрочешуек гематита в полевых шпатах обусловила красную окраску измененных гранитов.

В катаклазитах второй стадии анортоклаз и шахматный альбит сохранились как реликты среди новообразованного мелкозернистого агрегата, сложенного решетчатым микроклином (до 10%), изометричными короткостолбчатыми зернами альбита № 1-3 (до 15%) и волнисто угасающего кварца. Гастингситовый амфибол нацело замещен гематит-уралитом, а бурый биотит перекристаллизован в мелкочешуйчатую разновидность зеленого сидерофиллита, обогащенную марганцем (MnO до 6.3 мас.%), цинком (ZnO до 0.78 мас.%) и хлором и обедненную глиноземом, титаном, кальцием и натрием. В сравнении с замещенным биотитом в сидерофиллите общая железистость возрастает до 99.8% против 60.2%, отношение кремнезема к глинозему повышается до 4.4 против 2.8, а окисленность железа - с 10.8 до 19.5%. От зеленой слюды из топаз-биотитовых грейзенов сидерофиллит катаклазитов также резко отличается низкой глиноземистостью (8, 9 против 15.4%), пониженными содержаниями натрия, фтора и редких щелочей при повышенных количествах трехвалентного железа, марганца, цинка, калия и хлора (табл. 1).

Для характеристики изменения химического состава пород по разрезу: биотитовый гранит-альбитизированный (красный) гранит-кварц-полевошпатовый катаклазит (Рис. 1, Б, табл. 2) по методу [8] были сделаны расчеты количественной миграции элементов в стандартной единице объема 10 петрогенных элементов при альбитизации и последующей перекристаллизации в катаклазиты исходных биотитовых гранитов. Как видно из пучковой диаграммы (рис.2) альбитизация гранитов характеризовалась привнесом натрия > алюминия > кальция и выносом кремния > калия > марганца > магния при постоянном содержании железа, восстановившегося из трехвалентного в двухвалентное состояние, что свидетель-

ствует о щелочном характере процесса. В катаклазитах все элементы привносятся и порода уплотняется.

Химический анализ водных вытяжек из газожидких включений в кварце из альбитизированных гранитов и развитых по ним кварц-полевошпатовых метасоматитов [11, т.31] показал: 1) включения в гранитном кварце при общей щелочности $K_{ш.} = (Na^+ + K^+) / (Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}) = 72\%$ имеют галогенно-калиевый ($K_{гал.} = 73\%$; $Na^+/K^+ = 0.78$) характер щелочности, содержат свободный азот, преобладающий над углекислотой ($N_2/CO_2 = 1.4$) при общей рН водной вытяжки 8.0, что свидетельствует о восстановительных условиях альбитизации гранитов; 2) включения в новообразованном кварце метасоматитов имеют более высокую щелочность

Таблица 1

Химический состав и характерные параметры биотитов и щелочных полевых шпатов из неизмененных (проба 1) и катаклазированных (пробы 3, 4) гранитов и топаз-биотитовых грейзенов (проба 2).

Пробы	БИОТИТЫ				Полевые шпаты	
	1	2	3	4	1	3
Окислы						
SiO ₂	35.68	35.42	38.98	38.45	68.86	66.22
TiO ₂	2.18	1.54	1.32	1.34	-	-
Al ₂ O ₃	10.80	15.39	8.23	8.88	16.00	18.52
Fe ₂ O ₃	2.90	0.88	3.28	3.78	0.82	0.38
FeO	22.90	30.90	27.52	27.51	-	-
MnO	0.32	0.45	6.30	5.78	-	-
MgO	8.80	0.35	0.31	0.26	-	-
CaO	1.03	0.11	сл.	сл.	1.60	0.12
ZnO	0.05	-	0.78	0.72	-	-
Na ₂ O	2.10	0.38	сл.	сл.	3.80	6.77
K ₂ O	9.56	8.64	10.06	9.90	8.60	7.00
Li ₂ O	0.26	0.56	0.10	0.08	-	0.01
Rb ₂ O	0.10	0.28	0.08	0.06	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.10	0.14	сл.	сл.	-	-
H ₂ O	1.60	2.36	1.40	1.68	-	0.55
F	3.20	3.66	2.21	2.19	-	-
Cl	сл.	сл.	0.07	0.07	-	-
Сумма*	100.22	99.55	99.73	99.80	100.00	99.60
f _{общ.} , %	60.2	98.0	98.5	98.0	-	-
f _{окис.} , %	10.8	2.5	17.7	19.5	-	-
Si/Al	2.8	2.0	4.4	3.7	-	-
мол. к.						
Mn/Mg	0.02	0.6	12.8	13.6	-	-
мол. к.						
Ортоклаз, % мол.	-	-	-	-	50	40
Альбит, % мол.	-	-	-	-	41	59
Анортит, % мол.	-	-	-	-	9	1

Примечание: *-суммы приведены с учетом поправок на фтор и хлор. Аналитики: Т.Г. Ватутина и В.И. Сапин, лаборатория ДВГИ ДВО РАН.

Таблица 2

Химический состав гранита рапакиви (1), его альбитизированной разновидности (2), катаклазита по граниту (3) и диоксид-гельвин-пироксмангитового метасоматита (4).

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	72.83	72.52	70.70	43.00
TiO ₂	0.24	0.20	0.25	0.02
Al ₂ O ₃	12.25	13.07	12.37	0.11
Fe ₂ O ₃	1.25	1.45	1.93	-
FeO	2.10	1.95	1.10	10,87
MnO	0.82	0.05	2.04	39,00
MgO	0.28	0.06	0.35	0.66
CaO	0.58	0.98	1.00	2.10
Na ₂ O	4.28	5.00	5.20	1.20
K ₂ O	4.92	4.14	4.41	0.80
Li ₂ O	0.007	0.02	0.01	-
Rb ₂ O	0.02	0.05	0.06	-
SnO ₂	0.002	0.002	-	-
ZrO ₂	0.072	0.085	-	-
BeO	0.002	0.003	-	0.60
ZnO	0.078	0.08	-	0.35
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.25	сл.
CO ₂	-	-	-	1.00
SO ₃	-	-	-	0.29
H ₂ O	0.09	0.20	0.20	0.20
F	0.29	0.40	0.28	0.50
Сумма*	100.07	100.20	100.03	100.50
Удельный вес	2.66	2.60	2.80	2.80
Na/K	1.33	1.80	1.78	1.33
(Na+K)/Al	1.00	1.02	0.93	28.0
f _{обш.}	84.0	97.0	46.0	90.0
Fe _о	27.6	34.5	60.0	-

Примечание: * - сумма приводится с поправками на фтор; анализатор Т.Г. Ватутина.

(K_ш = 91%) при углекислотно-натриевом характере (K_{CO₂} = 98%; Na⁺/K⁺ = 5.2) и полном отсутствии восстановленных газов при общей рН водной вытяжки равной 6.00, что подчеркивает слабокислый характер регрессивной стадии метасоматоза.

В целом первый этап метасоматоза является типичной альбитизацией трещиноватых гранитов восстановленными щелочными флюидными растворами в интервале температур 500-300°C [11] с перетложением выщелочных компонентов в наиболее пористых участках - в катаклазитах.

На рудопроявлении Гельвиновом среди линейных катаклазитов обнаружены линзовидные и изометричные тела плотных розовато-черных диоксид-гельвин-пироксмангитовых метасоматитов, замещающих массивными и прожилковыми рудами сфалерит-гентгельвин-магнетитового состава (Рис. 1, Б)

Наложение метасоматитов на катаклазиты знаменует начало второго этапа метасоматических процессов, протекавшего, судя по геологическим

взаимоотношениям минеральных парагенезисов, также в две стадии: в раннюю прогрессивную стадию происходило замещение катаклазитов диоксид-гельвин-пироксмангитовыми метасоматитами, а на регрессивной - отложение магнетит-гентгельвиновых рудоносных образований. Ранние метасоматиты сохранились от эрозии только на отдельных участках водораздельного гребня (Рис. 1 А) в виде блоков и линз среди катаклазитов (Рис. 1, Б).

Сложены они диоксидом, пироксмангитом и гельвином с примесью лепидомелана, монацита, сфалерита и пирофанита. Диоксид образует короткопризматические кристаллы размерами 0.001-1.0 мм, часто в лучистых сростаниях. Содержание минерала в породе - до 5-10%. У него определены Ng=1.690±0.0056 Np=1.662±0.005; Ng:C=44°. По данным микронзондового анализа (табл. 3, обр. 1,2) диоксид представлен высокомагнезиальной разновидностью с примесью авгитового минала 2-6%. Гельвин образует изометрические зональные кристаллы размером до 2 мм. В шлифах бесцветный, изотропный. Показатель преломления 1.740, удельный вес 3.32 г/см³. Состав по данным микронзондового анализа (табл. 4, обр. 2): гельвина 61%, даналита 27% и гентгельвина 12%. Содержание раннего гельвина в описанных метасоматитах до 1-2%. Для пироксман-

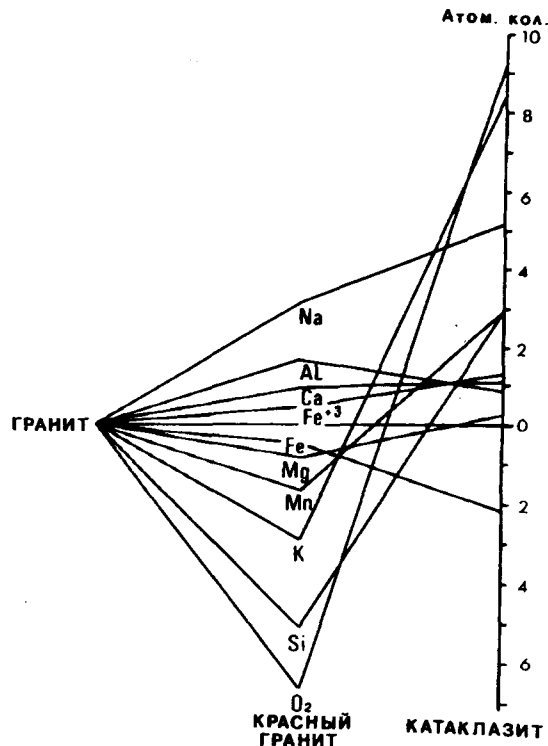


Рис. 2. Диаграмма привноса-выноса петрогенных элементов из единицы объема крупнозернистого гранита рапакиви при альбитизации.

Рассчитана по методу [9] в атомных количествах.

Таблица 3

Химический состав диопсида (пробы 1, 2) и пироксмангита (пробы 3-6) из диопсид-гельвин-пироксмангитовых метасоматитов, в мас. %.

Пробы	1	2	3	4	5	6
Окислы						
SiO ₂	53.38	54.99	45.69	46.02	45.62	46.45
TiO ₂	0.01	0.01	сл.	сл.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	1.32	0.46	сл.	0.06	0.01	сл.
FeO	4.91	3.32	8.23	12.71	10.92	12.89
MnO	сл.	сл.	45.94	40.25	43.18	40.00
MgO	15.89	16.84	0.06	0.10	0.08	0.12
CaO	23.70	24.22	0.06	0.05	0.18	0.05
ZnO	-	-	-	0.77	-	-
Сумма	99.21	99.84	99.98	99.96	99.98	99.51

Примечание: микронзондовые анализы выполнены В.И. Сапиным. Формулы: диопсид - Ca_{0.95}(Mg_{0.88-0.91}Fe²⁺_{0.10-0.15}Al_{0.02-0.06})Si₂O₆; пироксмангит - (Ca_{0.04}Mg_{0.04}Fe²⁺_{0.15-0.22}Mn_{0.72-0.84}Zn_{0.08})SiO₃.

гита характерны короткопризматические, часто тонкосдвойникованные кристаллы размерами до 2-4 мм, сростающие в сноповидные агрегаты желтовато-розового цвета. Под микроскопом бесцветный. Показатели преломления: Ng'=1.750±0.005; Np'+1.740±0.005. Микронзондовый анализ (табл. 3, обр. 3-6) показал, что в пироксмангите примесь родонитового минала не превышает 4-5% и присутствует ZnO до 0.77% мас. Среди диопсид-пироксмангитовых агрегатов вкраплены идиоморфные кристаллы монацита, ярко-красного ферро-пирофанита (табл. 4, обр. 1) и мелкие (0.01-0.05 мм) пластинки лепидомелана. Лепидомелан плеохроирует от непрозрачного, темно-коричневого и темно-зелено-

го цвета по Ng до коричневатого-зеленоватого по Np. Замещается вдоль спайности гематитом, стильпно-меланом и хлоритом. Стильпно-мелан в форме пластинок и розеток, плеохроирующих от коричневатосиреневого цвета по Ng до коричневатого-желтого по Np, заполняет угловатые промежутки между пироксмангитовыми таблицами обычно в сростках с замещаемым лепидомеланом. Здесь же появляются розетки и пластинки коричневатого-зеленоватого хлорита с очень низким двуупределением.

Магнетит-гентгельвин-кварцевый парагенезис с аксессуарными касситеритом и цирконом замещает минералы предыдущих ассоциаций вплоть до их полного вытеснения. Магнетит в этом парагене-

Таблица 4

Химический состав ферро-пирофанита (1), гелльвина (2) и гентгельвинов (3-7), из рудной зоны Северо-Учурского плутона, мас. %.

Окислы	1*	2**	3*	4*	5**	6**	7*
SiO ₂	1.01	32.40	32.20	32.30	33.08	32.41	32.30
TiO ₂	50.83	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.09	0.70	0.46	1.00	-	-	-
FeO	10.22	14.24	5.13	5.40	4.81	3.96	5.36
MnO	37.72	30.62	7.56	2.45	14.23	20.00	5.71
ZnO	-	7.04	40.11	43.82	33.38	28.60	41.00
BeO	-	12.50	12.51	12.62	12.00	12.50	12.61
S	-	5.86	5.44	5.22	5.98	6.06	5.62
Сумма	99.87	103.36	103.41	102.81	103.48	103.53	102.60
S=O ₂	-	-2.93	-2.72	-2.61	-2.99	-3.03	-2.61
Сумма	99.87	100.43	100.69	100.20	100.49	100.50	99.99
N	-	1.740	1.742	1.746	1.738	-	1.740
d г/см ³	-	3.32	3.60	3.60	3.46	-	3.62
Гелльвин (Г)%	-	61	10	5	29	40	12
Даналит (Д)%	-	27	16	12	10	9	11
Гентгельвин (ГН)%	-	12	74	83	61	51	77

Примечание: * - химический анализ, аналитик Т.Г. Ватутина; ** - микронзондовый анализ, аналитик В.И. Сапин, ДВГИ ДВО РАН. Формулы: ферро-пирофанит - (Ti_{0.98}Mn_{0.80}Fe²⁺_{0.20}Al_{0.02})₂ × O₃; гелльвин - (Mn_{2.34}Fe²⁺_{1.07}Zn_{0.47})_{3.88}(Be_{0.91}Si_{0.98}Al_{0.01}O₄)₃ × S; гентгельвин - (Zn_{1.33-2.00}Mn_{0.19-1.55}Fe²⁺_{0.12-0.41})(Be_{0.91-0.96}Si_{0.99-1.02}Al_{0.02})O₄ × S.

зисе преобладает и развивается в виде сплошных тонкозернистых масс, гнездово-прожилковых выделений и отдельных идиоморфных кристаллов размерами 3x4 мм. По данным микрозондового анализа содержит 99.69 мас. % $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ и примеси (мас. %): $\text{TiO}_2=0.01$, $\text{MgO}=0.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.25$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.01$ и $\text{ZnO}=0.03$. Гентгельвин образует тонкозернистые агрегаты и отдельные кристаллы размерами 3x5 мм, окрашенные в белый, желтый и розовый цвета с постепенными переходами. Блеск граней стеклянный, излом раковистый. В прозрачных шлифах слабо окрашен в светло-розоватый цвет; в скрещенных николях изотропен, но переполнен мельчайшими двупреломляющими включениями: альбита, хлорита, светлой слюдки, бертрандита, кварца. Разноокрашенные разности гентгельвина характеризуются значительными колебаниями показателя преломления и удельных весов - у темно-красного $N=1.760$ и $d=3.46 \text{ г/см}^3$, у белого $N=1.742$ и $d=3.70 \text{ г/см}^3$. По данным [4, 11] переход от красного к белому минералу сопровождается уплотнением кристаллической решетки от 8.17 \AA до 8.10 \AA . Результаты химического и микрозондового анализов (табл. 4) показывают, что в изученном минерале присутствуют переходные по составу разности от гельвина к маргангентгельвину и гентгельвину (т.е. от марганцевистой к цинковой разностям изоморфного ряда) при постоянно низком содержании даналитового железистого минерала. Изменения состава и физических свойств изученных разностей гельвин-гентгельвинового изоморфного ряда отражены на диаграмме (Рис.3), построенной по методу Гласса [19]. На эту диаграмму нами вынесены точки составов 57 проанализированных минералов гельвиновой группы, опубликованных в литературе [3, 4, 19] и в том числе 6 авторских анализов. Из диаграммы видно, что среди проанализированных минералов преобладают марганцевистые гельвины и железистые даналиты с редкими переходными разностями между ними. Почти все они генетически связаны с процессами скарнирования известковистых пород в контактовых зонах с гранитоидами [3, 19]. Гентгельвиновых находок оказалось всего двенадцать, восемь из которых генетически связаны с субщелочными и щелочно-гранитными пегматитами и четыре - с кварц-полевошпатовыми метасоматитами в катаклазированных докембрийских гранитоидах [3, 4, 13, 19]. Диаграмма фиксирует также большие разрывы между крайними членами изоморфного ряда гельвин-гентгельвин-даналит. В изученных метасоматитах даналит и переходные разности его к гельвину нами не установлены, зато удалось обнаружить переходные разности от гельвина к маргангентгельвину и гентгельвину и обозначить тренд замещения раннего (марганцевого) гельвина поздним (цинковым) гентгельвином (Рис. 3).

Это замещение происходило на фоне резкого повышения активности железа к концу процесса (выпадение магнетита) и снижения содержаний железистого даналита от 27 до 9 % в изоморфном ряду гельвин-маргангентгельвин-гентгельвин (Рис. 2).

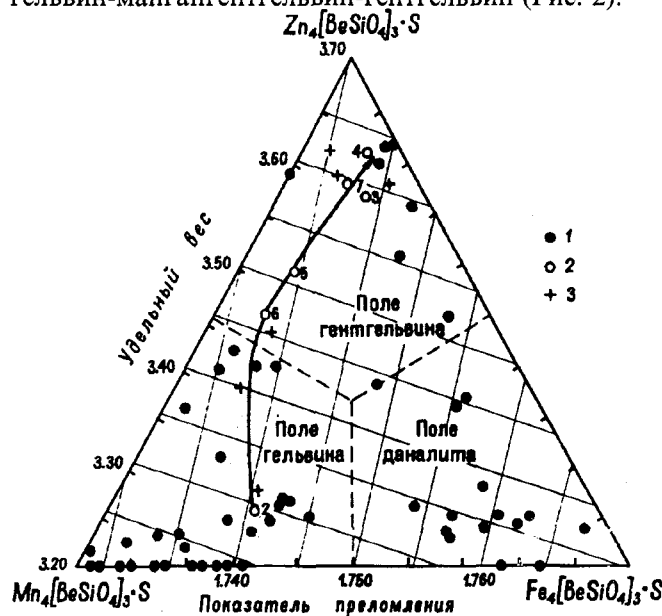


Рис. 3 Диаграмма химического состава и физических свойств минералов гельвиновой группы по Глассу [19]

1- литературные данные [1, 4, 6, 19]. 2- данные авторов, 3- составы изученных минералов по установленным удельным весам и показателям преломления.

Завершилось формирование рудоносных зон отложением кварц-хлоритовых, флюорит-сульфидных гнездово-прожилковых образований регрессивной стадии в трещинах и кавернах среди ранее сформированных кварц-полевошпатовых катаклазитов, диопсид-пироксмангитовых и магнетит-гентгельвин-кварцевых метасоматитов. К минералам этой стадии относятся хлорит, флюорит, флюорит состава $(\text{Ce}_{0.52}\text{La}_{0.32}\text{Nd}_{0.12}\text{Pr}_{0.04})\text{F}_3$, эвклаз, кальцит, галенит, пирит, халькопирит, сложные окислы марганца.

Диопсид-гельвин-пироксмангитовые метасоматиты по вещественному составу и минеральным парагенезисам резко отличаются от вмещающих альбитизированных и катаклазированных гранитоидов. Расчеты баланса компонентов по методу [9] показывают, что при замещении гранитоидов здесь привносились значительные количества марганца, железа, серы и незначительные - кальция и магния, а выносились - кремнезем, глинозем, натрий, калий и титан. По интенсивности и характеру взаимного обмена петрогенными компонентами между замещаемыми гранитами и флюидными потоками этот сернисто-железо-марганцевый метасоматоз сходен с высокотемпературным инфильтрационным скарни-

рованием [2,5,8]. О высоких температурах процесса свидетельствует развитие магнезиального диопсида и ферро-пирофанита вместо магнетита (табл. 2,3). Подобные железо-марганцевые метасоматиты описаны В.Т.Казаченко на месторождении Южном [7].

Методами гомогенизации и криометрии исследованы первичные флюидные включения в гельвине и флюорите. Попытки изучить включения в кварце разных генераций не увенчались успехом из-за его раздробленности и многократной перекристаллизации. Включения в гельвине представлены линзообразными вакуолями с дочерними ромбоэдрическими и кубическими кристаллами, занимающими до 40% объема, газовым пузырьком - до 30% объема и мелкими неидентифицированными фазами - до 4%.

Температура полной гомогенизации включений в гельвине составляет 530-570°C. Криометрическое определение эвтектической температуры включений показало -76°C, что свидетельствует о присутствии соли $\text{LiCl-NaCl-H}_2\text{O}$. Плавление ромбоэдрических кристаллов начиналось при $T=-14^\circ\text{C}$, что соответствует их составу $\text{FeSiF}_6\text{H}_2\text{O}$, а существующие до $T=+4.5^\circ\text{C}$ кубические кристаллы по оптическим характеристикам определены как кароббиит (KF). В газовой фазе постоянно присутствует CO_2 .

В раннем флюорите первичные включения также содержат, кроме газового пузырька и жидкости, несколько твердых фаз. Температура гомогенизации этих включений составляет 270-290°C. Температура эвтектики ($T=-34-37^\circ\text{C}$) указывает на присутствие в растворе, кроме твердых фаз галита (NaCl) и сильвина (KCl), солей магнезия ($\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и железа ($\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$).

В заключительную регрессивную стадию метасоматиты подверглись интенсивному железо-цинк-сульфидному замещению магнетит-гентгелвин-кварцевыми, сфалерит-гематит-сульфидными и сидерит-флюорит-кварцевыми гидротермальными парагенезисами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование редкометалльных метасоматитов в апикальной части Северо-Учурского рапаквивгранитного плутона генетически связано со щелочно-гранитным магматизмом заключительной интрузивной фазы и произошло вслед за кристаллизацией щелочных пегматитов (метасоматиты перескают и замещают жилы пегматитов [11]), но до внедрения эгиринизированных даек грорудитов с редкоземельной минерализацией, содержащих в кварце расплавленные включения с температурой гомогенизации 820-1050°C [16].

Метасоматическое замещение вмещающих гранитов рапаквив происходит вдоль разломов,

зон дробления и участков повышенной трещиноватости путем инфильтрации по ним магматогенных флюидно-гидротермальных растворов. При метасоматозе сочетались процессы мобилизации из гранитов наиболее подвижных петрогенных (железо, марганец, натрий, кальций) и рудных (редкие щелочи, бериллий, олово, цирконий, редкие земли) элементов с привнесом эндогенных фтора, хлора, серы и углекислоты [8, 10, 13, 18]. Метасоматоз осуществлялся в два этапа с прогрессивными и регрессивными стадиями замещения с перемещением мобилизованных компонентов в сторону низкотемпературных зон и рассматривается нами как сопряженная метасоматическая система по [8]. Первый этап щелочного метасоматоза проявился альбитизацией раздробленных и трещиноватых гранитов под воздействием высокотемпературных фторидно-натриевых флюидов прогрессивной стадии и завершился переотложением мобилизованных компонентов в приразломных катаклазитах (участки разгрузки минерализованных растворов) в регрессивную стадию в составе кварц-полевошпатовых, гематит-сульфидных и флюорит-хлорит-кварцевых гнездово-прожилковых обособлений. Единство этих двух стадий четко отражено на пучковой диаграмме (Рис. 2). Судя по температурам гомогенизации флюидных включений в новообразованных кварце и флюорите, метасоматоз первого этапа протекал в интервале 500-280°C при понижающейся щелочности растворов от $\text{pH}=8.0$ до $\text{pH}=6.0$ [13].

Второй сернисто-железо-марганцевый этап метасоматоза наложен на альбитизированные и катаклазированные граниты вслед за повторным раскрытием контролирующих трещин и разрывов (телескопирование путей инфильтрации флюидов). Прогрессивная стадия выразилась в образовании магнезиального диопсида в парагенезисе с родонит-пироксмангитом, гельвином и аксессуарными пирофанитом и мангангематитом, т.е. характеризовалась щелочным магнезий-марганцевым замещением катаклазитов при ограниченной роли кальция и серы. Метасоматоз протекал в интервале температур 530-570°C. Дефицит в замещаемых гранитах кальция и магнезия и отсутствие карбонатных пород ограничили масштаб замещения до локальных инфильтрационных тел среди приразломных катаклазитов. Регрессивная цинк-железо-сульфидная стадия завершилась образованием гентгелвин-магнетит-кварцевых, флюорит-кварцевых и гематит-сульфидно-хлоритовых минеральных парагенезисов в интервале температур 280-180°C при нейтральной щелочности - $\text{pH}=6.55$ [10].

Таким образом, оба этапа метасоматоза эволюционировали от высоких температур и повышенной щелочности к низким температурам и нейтральной

щелочности. Предполагаем, что оба импульса метасоматических замещений генерировались единым очагом остаточной щелочно-гранитной магмы. При этом установленные ранее [11, 12] повышенные концентрации редких элементов в щелочных пегматитах обусловлены флюидно-кристаллизационным накоплением их в остаточных пегматитовых расплавах, а в щелочных метасоматитах – инфильтрационно-гидротермальной мобилизацией из замещаемых гранитов рапакиви [8, 16]. Оба пути концентрирования редких элементов связаны с эманационной деятельностью щелочно-гранитной магмы и поэтому изученные редкометалльные метасоматиты следует относить к формации фенитов [11], а не к формации щелочных метасоматитов трещинных зон докембрия [3, 4, 6, 10]. Грант РФФИ 97-05-65370.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 3. С. 35-40.
2. Горная энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия, 1989. Т. 4. С. 548.
3. Гурвич С.И., Зубков Л.Б., Галецкий А.С. Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гентгельвином // Сов. геология. 1965. № 2. С. 29-45.
4. Егоров И.Н., Геолого-минералогические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов // Сов. геология. 1966. № 7. С. 133-138.
5. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220-302.
6. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1977. 230с.
7. Казаченко В.Т. Марганцевистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 160с.
8. Казицин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 208с.
9. Казицин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 363с.
10. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 189с.
11. Недашковский П.Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 89с.
12. Недашковский П.Г. Фенакитсодержащие щелочные пегматиты - новый генетический тип бериллиевой минерализации // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271, № 1. С. 157-158.
13. Недашковский П.Г. Рудоносность рапакивигранитной формации Алданского щита // Проблемы рудоносности гранитоидов (Оперативные информационные материалы). Иркутск: СибГЕОХИ, 1987. С. 29-44.
14. Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г., Демченко В.С., Залищак Б.Л. Зоны с фенакит-бертрандитовой минерализацией среди щелочных гранитов // Геология и геофизика. 1966. № 7. С. 33-45.
15. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 133с.
16. Недашковский П.Г., Назаров М.Н., Пахомова В.И., Залищак Б.Л. Рудоносные щелочно-гранитные дайки Северо-Учурского плутона (Улканский хребет, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 108-114.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280с.
18. Чернышев Л.В., Иванова Г.Ф., Гелетий В.Ф. К геохимии марганца в гидротермальном процессе // Геология и геохимия марганца. М. 1982. С. 171-180.
19. Glass J.J., Jahns R.H., Stevens R.E. Helvite and danalite from New Mexico and the helvite group // Amer. Mineralogist, 1944. V.29. № 5-6. P. 380-410.

Поступила в редакцию 17 июня 1996 г.

P.G.Nedashkovsky, V.A.Pakhomova, B.L.Zalishchak, V.I.Sapin, V.A.Solyanik, M.N.Nazarov

Rare-metal liferous metasomatites in granitoids of Ulkan avlakogene (North-Uchur pluton, Khabarovsk Territory)

Ferro-manganese metasomatites have been found among rare-metalliferous metasomatites that occur in rapakiwi granitoids of the North-Uchur pluton. Diopside-helvite-pyroxmangite paragenesis with the absence of high-manganese country rocks, confinement to broken down granites, intensive replacement by later magnetite-genthelvite-quartz and fluorite-sulphide-chlorite metasomatites, and transformation of these zones into complex rare metalliferous – rare earth ores make the conditions of their origin very interesting. Taking as a basis the study of matter composition and crystallization conditions of the main minerals determined by thermobarogeochemical methods, we attempt to elucidate geological and physico-chemical conditions of these unique metasomatites formation.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 553.641: 551.72(282.252.3)

ПРИРОДА ФОСФАТНЫХ КОМПОНЕНТОВ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ
ФОСФОРИТОВ ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫГан Тяньфу*, Э.Л.Школьник**, Сюэ Яосон*, Юй Цунлю*, Е.А.Жегалло***,
Чжан Зун-Мин*, Хо Тинкуй****

*Нанкинский институт геологии и палеонтологии АН КНР, Нанкин

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

***Палеонтологический институт РАН, Москва

****Институт технологии, Ченду

С помощью сканирующего электронного и специального оптического микроскопов изучены фосфатные зерна фосфоритов нижнего кембрия платформы Янцзы в Южном Китае. Установлено, что фосфатные зерна в промышленных зернистых фосфоритах западной части региона сложены фрагментами фосфатизированных микробных матов разного характера и относящихся к различным видам, реже строматолитов и онколитов, а также и остатков различных раковин беспозвоночных. В восточной части региона Янцзы, где мощность фосфоритовых пластов резко уменьшается до 0,2-1 м, в составе фосфатных зерен резко преобладают фосфатные раковины беспозвоночных, а другие типы фосфатных зерен крайне редки. Отмечено большое сходство природы фосфатных зерен зернистых фосфоритов синия и нижнего кембрия региона, при том, что области их максимальных концентраций не всегда пространственно совпадают. Микробные маты, онколиты и строматолиты мелководных зон, озер, лагун представляются главными биологическими сообществами, продуцировавшими промышленный фосфатогенез.

В предыдущей работе авторы [5] рассмотрели строение фосфатных зерен /пеллет/ фосфоритов синия платформы Янцзы, КНР. Настоящее сообщение посвящено результатам аналогичного изучения второй главной возрастной группы фосфоритов платформы Янцзы - раннекембрийской, которая, хотя имеет несколько меньшее распространение и масштабы, все же экономически достаточно важна, тем более, что разрабатываются месторождения как синийских, так и нижнекембрийских фосфоритов. Поэтому, наряду с выявлением характера фосфатных компонентов кембрия, представлялось весьма интересным провести их сравнение с синийскими фосфоритами. Мы считали также полезным изучить в сравнительном плане в небольшом объеме фосфатные обособления в фосфатопоявлении на северном краю платформы Янцзы /северная часть провинции Аньхой/.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫ И ИХ
ФОСФОРИТОНОСНОСТИ

Нижнекембрийским отложениям платформы Янцзы и ассоциированным с ними фосфоритам /рис. 1/ посвящено много работ, которые не могут здесь сколь-нибудь подробно рассматриваться, и мы отсылаем читателя к важнейшим из них [1-8].

В самом обобщенном виде можно отметить, что в основании разрезов нижнего кембрия почти всегда развиты доломиты, иногда песчанистые, которые залегают согласно или с перерывом на доломитах же синийской формации Денъин и её латеральных аналогах (рис. 2). Залежи собственно зернистых (пеллетных) фосфоритов локализованы обычно на некотором расстоянии от нижней границы кембрия, залегают на доломитах, что характерно для юго-западных частей

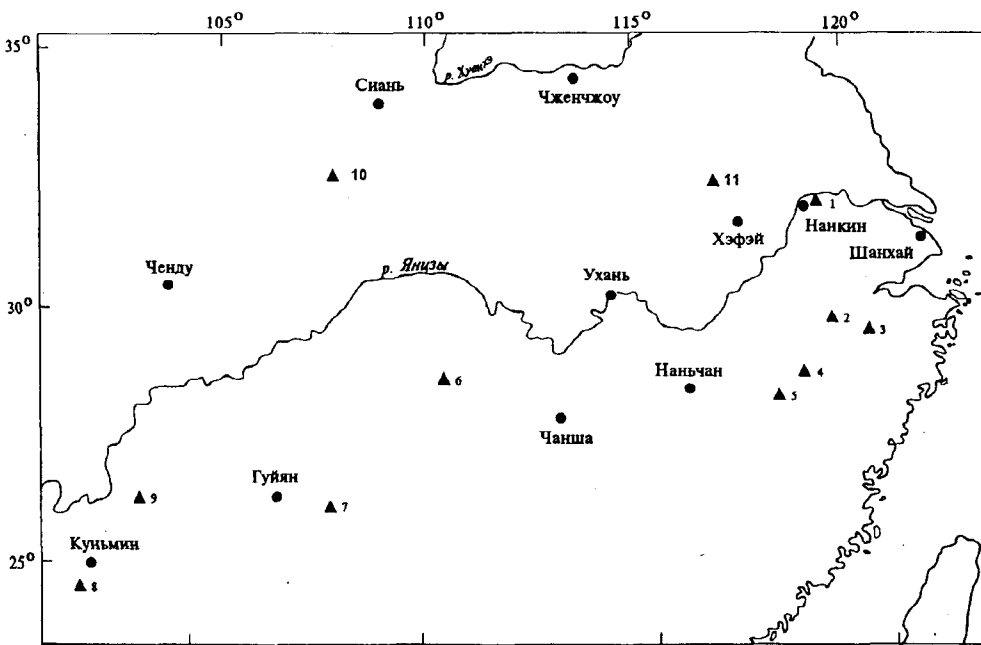


Рис. 1. Схема расположения месторождений и проявлений фосфоритов раннекембрийского возраста южной части Китая.

Месторождения и проявления фосфоритов нижнего кембрия: 1 - Люньшан, пр.Цзянсу; 2 - Тунчи, пр.Чжэцзян; 3 - Шаодзясян, пр.Чжэцзян; 4 - Синтану, пр.Чжэцзян; 5 - Цяоян, пр.Цзянси; 6 - Санча, пр.Хунань; 7 - Нанкоу, пр.Гуйчжоу; 8 - Куньян, пр.Юньнань; 9 - Дедзе, пр.Юньнань; 10 - Шидин, пр.Аньхой; 11 - Янджаогу, пр.Шэньшэнь.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1 [Symbol] Доломиты
- 2 [Symbol] Кремнистые доломиты
- 3 [Symbol] Песчаные доломиты (with small shell fossils)
- 4 [Symbol] Известняки
- 5 [Symbol] Черные сланцы
- 6 [Symbol] Кремнистые породы (лизы и слои)
- 7 [Symbol] Глинистые сланцы
- 8 [Symbol] Песчаники
- 9 [Symbol] Фосфориты
- 10 [Symbol] Фосфоритовые желваки
- 11 [Symbol] Повышенная фосфатность
- 12 [Symbol] Карстовые фосфориты
- 13 8,9,7 ... Номера месторождений и проявлений фосфоритов на рис. 2
- 14 ▲ Места отбора образцов для изучения

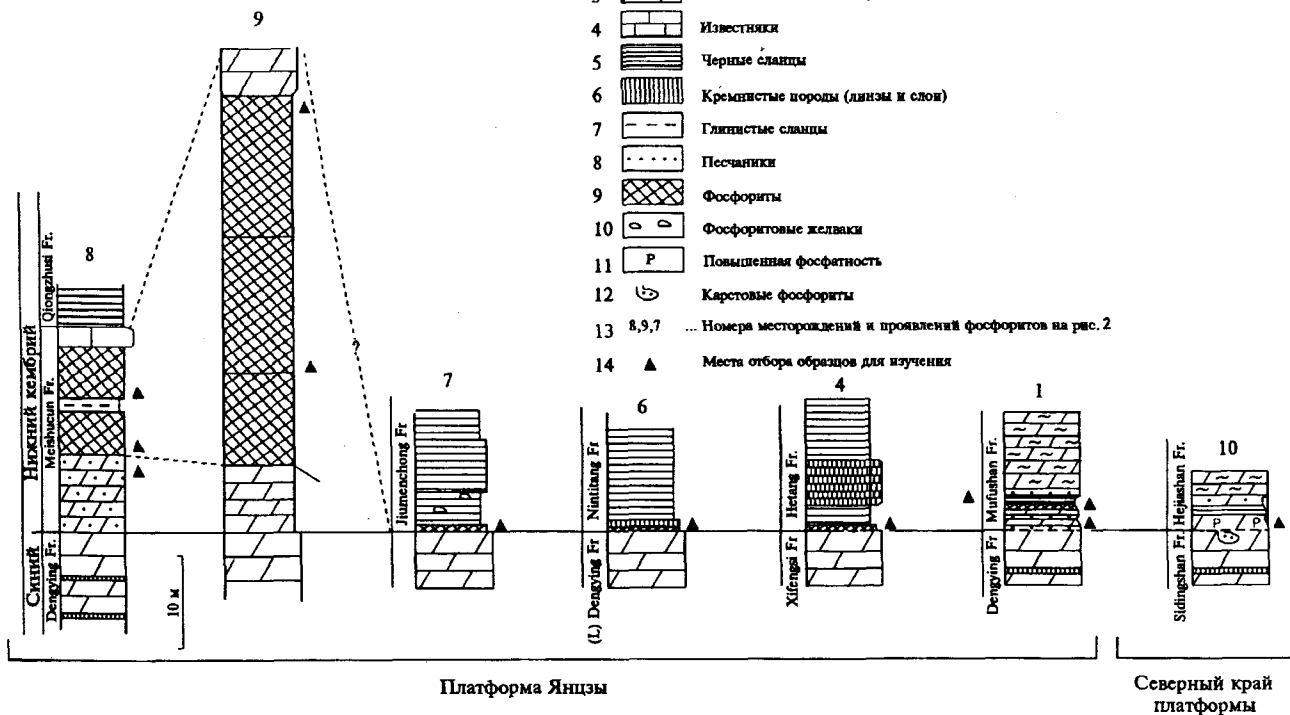


Рис. 2. Схематические стратиграфические колонки фосфоритоносных разрезов нижнего кембрия Китая.

платформы Янцзы. Здесь мощности их значительны и качество часто довольно высокое. Фосфориты и фосфатосодержащие породы в других районах залегают почти на границе синия и кембрия, но они маломощные и низкого качества. Стратиграфически выше фосфоритов обычно развиты черные сланцы различной мощности. На рис. 2 приведены схематические колонки разрезов нижнего кембрия региона, образцы из которых изучены для настоящего сообщения.

В отличие от синийских отложений, в кембрийских слоях зернистые фосфориты распространены относительно менее широко, но более часты другие разновидности: биокластические, желваковые, линзовидно-слоистые, хардграундовые и другие. В общем подтверждается известная закономерность - наиболее богаты и слагают тела достаточно значительной мощности именно зернистые фосфориты. В этом отношении важное значение имеет выяснение различий в строении, характере, типах органических сообществ, слагающих фосфатные зерна, и форм проявления фосфатообразования.

В целом, среди китайских специалистов преобладает мнение [6-8], что фосфориты региона Янцзы формировались в мелководных обстановках и в этом иногда значительную роль играли водорослевые сообщества, прежде всего как осадители фосфора в результате своей жизнедеятельности [8]. Такие представления базировались на присутствии слоев строматолитовых фосфоритов и редких находках в фосфатных зернах водорослевых остатков при оптическом и электронно-микроскопическом изучении. Г.И.Бушинский [1], напротив, считал все фосфатные зерна копролитами небольших организмов, а А.В.Ильин [2, 3] допускал и чисто химическое осаждение фосфата, хотя и устанавливал при изучении в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) присутствие бактериоморфных форм.

Вместе с тем, широкого, целенаправленного изучения в СЭМ фосфоритов нижнего кембрия до сих пор не было, и именно такое изучение было главной целью настоящей работы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Места отбора изученных образцов показаны на рис. 2, на рис. 1 указано положение этих опробованных разрезов в пределах платформы Янцзы.

Объем изучения диктовался возможностями отбора образцов из различных районов, числом морфологических типов, техническими возможностями и, главным образом, степенью метаморфических изменений, так же присущих нижнекембрийским фосфоритам, как и синийским. Именно последнее обстоятельство потребовало много времени для поиска сравнительно слабо измененных фосфоритов, оказавшись далеко не простой задачей.

Изучение в СЭМ около 30 шлифов проведено в Нанкинском институте геологии и палеонтологии АН КНР на СЭМ JSM-6300 и в ПИН РАН на Cam-Skan-4. Исследовались прозрачные шлифы, которые предварительно подвергались травлению.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Для зернистых фосфоритов нижнего кембрия преимущественно распространенных на юго-западе региона Янцзы, установлен не очень широкий спектр различий строения фосфатных зерен, что может быть связано либо с действительно таким их преобладающим характером, либо с ограниченностью изученных образцов вследствие широкого развития наложенных изменений, ограничивающих возможности исследования. Тем не менее, в целом общая картина кажется вполне определенной.

Преобладающим типом в фосфоритах провинции Юннань являются фосфатные зерна-фрагменты не ламинного микробиального мата разного характера, строения. Достаточно широко представлены фосфатные онколиты и редко-фрагменты фосфатных строматолитов. Присутствие последних вполне понятно, ибо в ряде разрезов фосфоритоносных пластов региона Янцзы в их основании залегают слои фосфатных строматолитов, а в зернистых фосфоритах иногда захоронены строматолитовые постройки [7].

Из числа наиболее часто встречающихся разновидностей микробиальных матов в первую очередь следует отметить фосфатные зерна из тонких, скорее хаотически ориентированных нитей с округлыми /шарообразными и пузырчатыми/ формами /рис. 3-5/. Иногда они включают фрагменты разных размеров, видимо, безпозвоночных /рис. 6/. Вообще, присутствие обломков раковин довольно обычно в зернистых фосфоритах нижнего кембрия /рис. 7/. При этом иногда создается впечатление, что раковины пронизаны тем же сообществом микроорганизмов, которые образуют зерна /рис. 8/. Возможное присутствие фрагментов строматолитов иллюстрируется рис. 9. Характерна ассоциация с фосфатными онколитами и зернами с онколитовыми оболочками /рис. 10-13/.

Другой разновидностью микробиальных матов, фрагментами которых образованы фосфатные зерна, являются скопления червеобразных, столбчатых индивидуумов с разной шириной и внутренним строением, с несколько большим диаметром поперечного сечения, при полном отсутствии шарообразных форм /рис. 14,15/. Некоторые модификации таких форм приводятся на рис. 16-19. Подобные зерна могут иметь онколитовые оболочки /рис. 20/. И, наконец, другую разновидность микробиальных матов составляют бугорчатые формы с выраженными каналами в центре бугорков /рис. 21, 22/. С ними также ассоциируют онколиты, но несколько иного характера /рис. 23/. Ве-

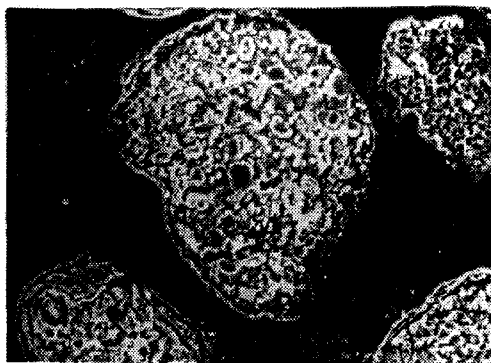


Рис. 3

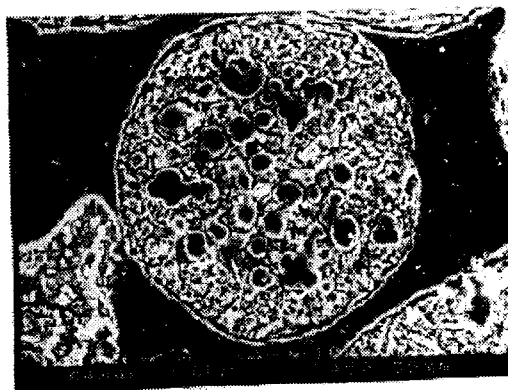


Рис. 4

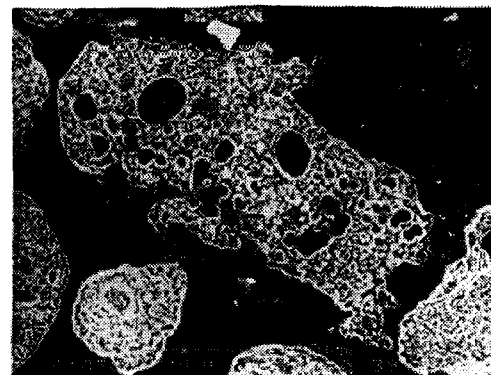


Рис. 5

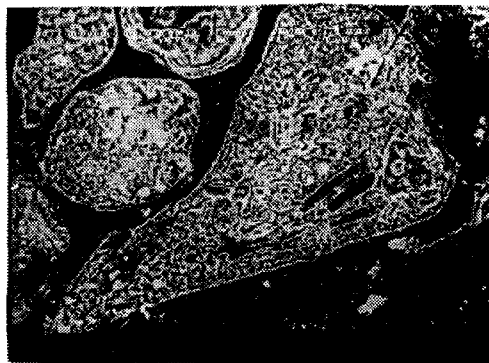


Рис. 6



Рис. 7



Рис. 8

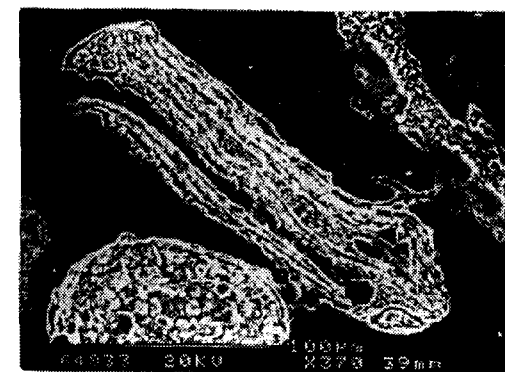


Рис. 9



Рис. 10

Рис. 3. Фосфатные зерна-фрагменты микробильного мата. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 4. Фрагменты микробильного мата с округлыми, пузырьчатыми (?) оболочками (?). М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 5. Подобный тип фосфатных зерен. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 6. Фосфатное зерно-фрагмент микробильного мата, возможно, с обломками скелетов безпозвоночных. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 7. Фрагмент раковин безпозвоночных. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 8. То же, большее увеличение. Возможно, разрушение эндолитическими микроорганизмами.

Рис. 9. Фосфатное зерно-фрагмент строматолита (в центре). М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 10. Фосфатное зерно из трех микроонколитов в онколитовой же оболочке. М-ние Дядзе, пров. Юньнань.

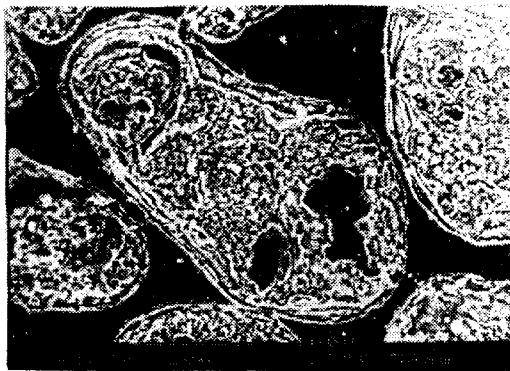


Рис. 11



Рис. 12



Рис. 13

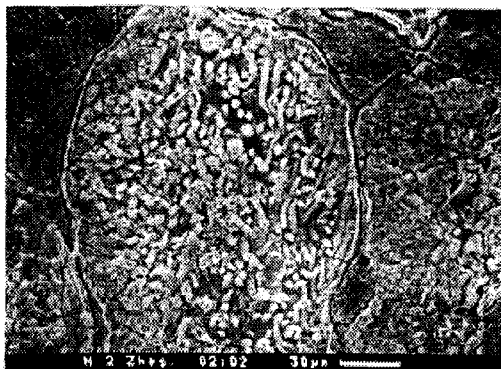


Рис. 14

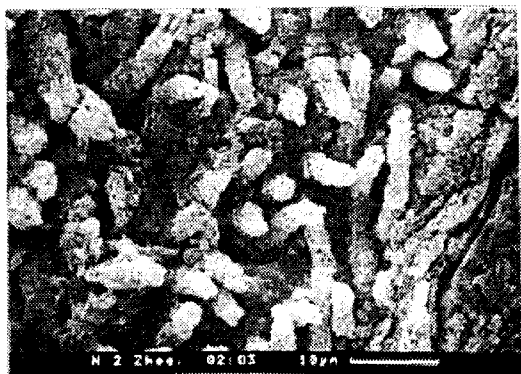


Рис. 15



Рис. 16

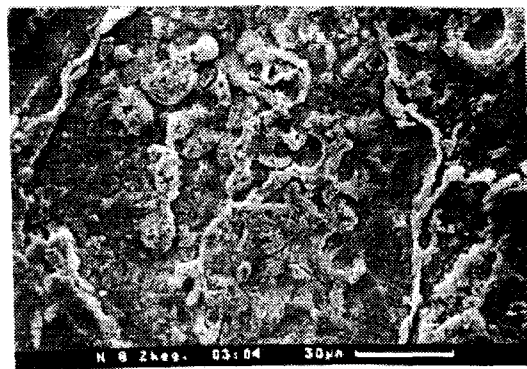


Рис. 17

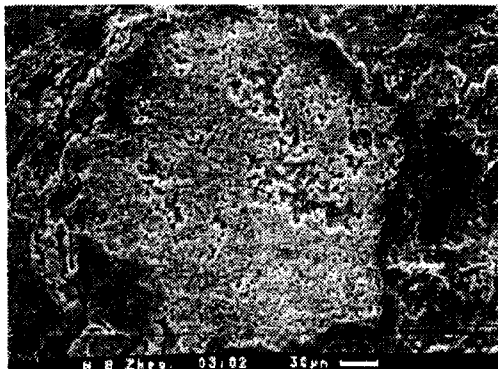


Рис. 18

Рис. 11. Сложное фосфатное зерно из фрагмента микробиального мата, микроонколита в онколитовой оболочке. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 12 и 13. Фосфатные зерна с онколитовыми оболочками. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 14. Фосфатное зерно из столбчатого, червеобразного микробиального мата. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 15. То же, большее увеличение.

Рис. 16. Несколько иное, но близкое строение фосфатного зерна. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 17. То же, большее увеличение.

Рис. 18. Иной характер фрагмента микробиального мата фосфатного зерна. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

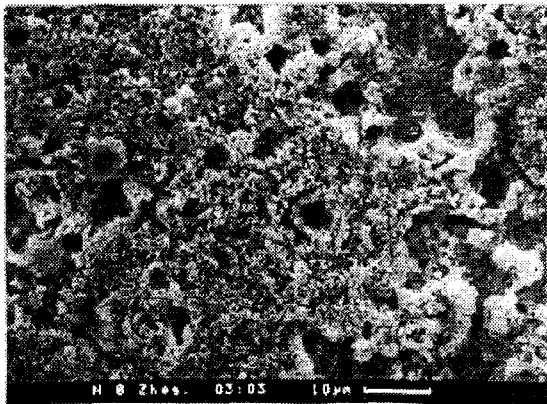


Рис. 19

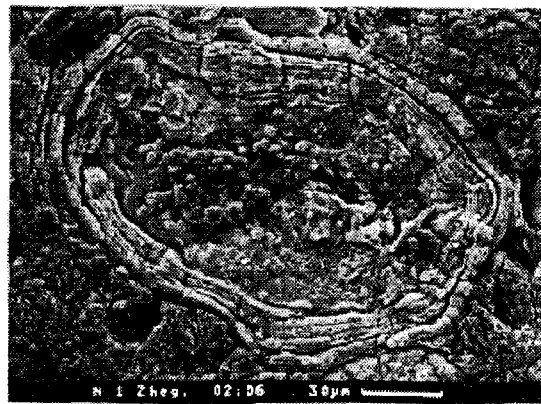


Рис. 20

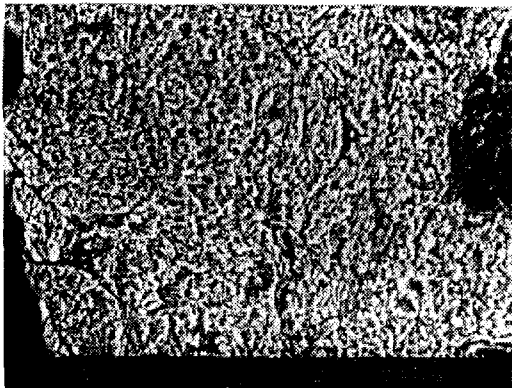


Рис. 21

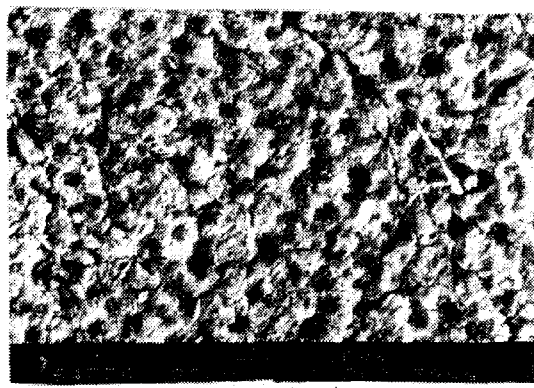


Рис. 22

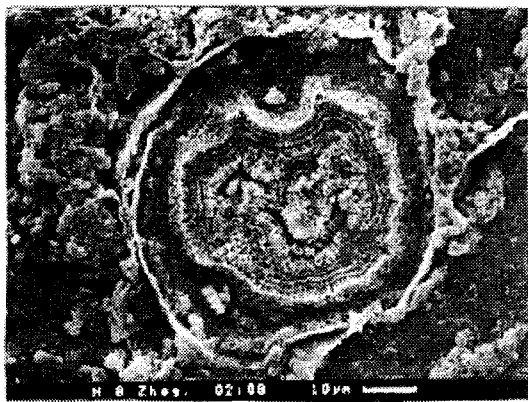


Рис. 23

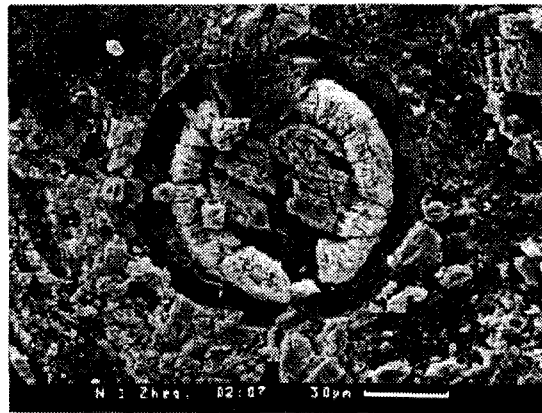


Рис. 24

Рис. 19. То же, большее увеличение.

Рис. 20. Близкая структура фосфатного зерна с онколитовой оболочкой. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 21. Бугорчатые формы, возможно, микробияльного мата в фосфатном зерне. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 22. То же, большее увеличение. Видны намечающиеся аналы в центре бугорков.

Рис. 23. Специфическая, довольно редкая форма структуры фосфатного онколита. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

Рис. 24. Фосфатные скелетные остатки в зернистых фосфоритах. М-ние Куньян, пров. Юньнань.

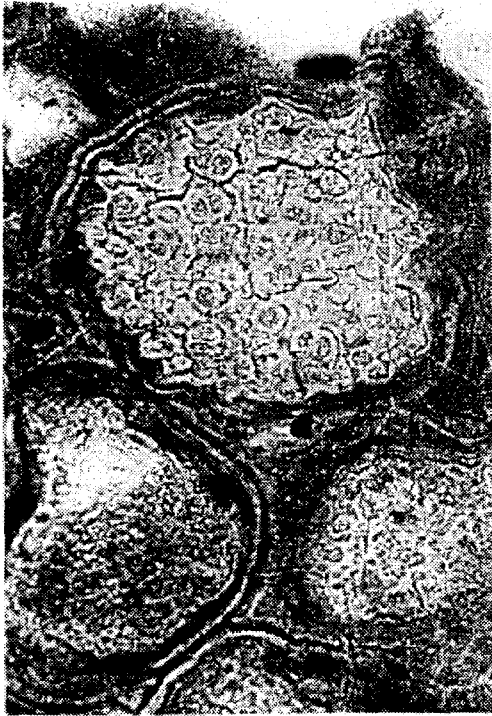


Рис. 25

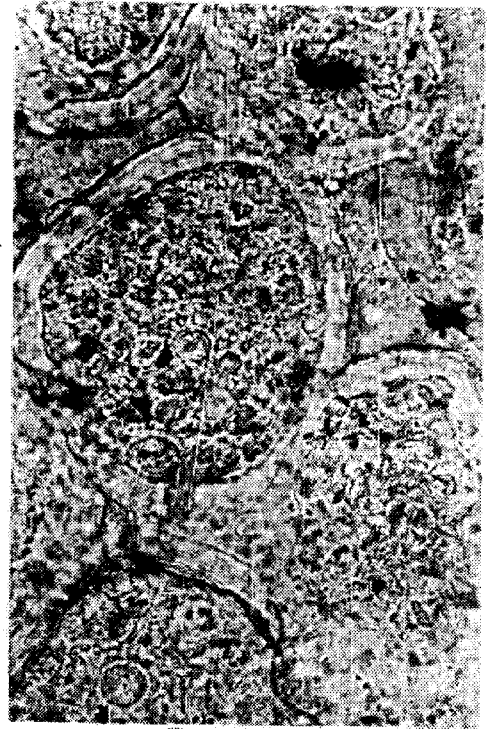


Рис. 26



Рис. 27



Рис. 28

Рис. 25. *Globorhynchus* sp. в фосфатном зерне с онколитовой оболочкой. Увел. 285 \times . Восточная часть пров. Юньнань, район м-ния Куньян.

Рис. 26. *Clonophycus inaequimagnus* в таких же зернах. Увел. 285 \times . М-ние Куньян, нижний пласт.

Рис. 27. *Tetraphycus gregalis*. Увел. 285 \times . М-ние Куньян, нижний пласт.

Рис. 28. *Solenopora* sp. Увел. 285 \times . Район м-ние Куньян, пров. Юньнань.

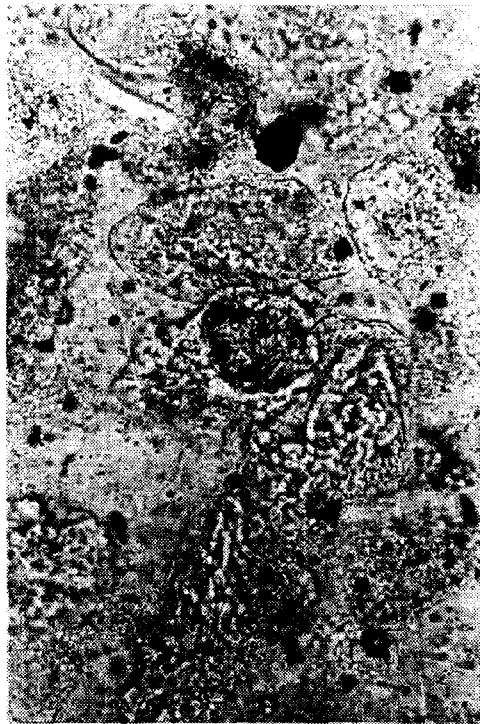


Рис. 29



Рис. 30

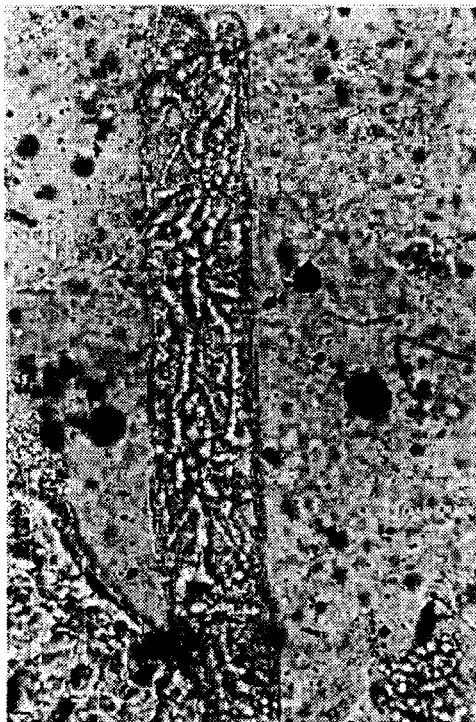


Рис. 31



Рис. 32

- Рис. 29. *Eomycetopsis lififormis* (--->) и *Solenopora?* sp. (--->). Увел. 585 \times . Восточная часть пров. Юньнань.
 Рис. 30. В ядре фосфатного онколита *Allantamorphus septatus*. Увел. 340 \times . Восточная часть пров. Юньнань.
 Рис. 31. *Eomycetopsis robusta*. Увел. 580 \times . М-ние Куньян, пров. Юньнань.
 Рис. 32. *Cephalophytanio* sp. Увел. 580 \times . Восточная часть пров.

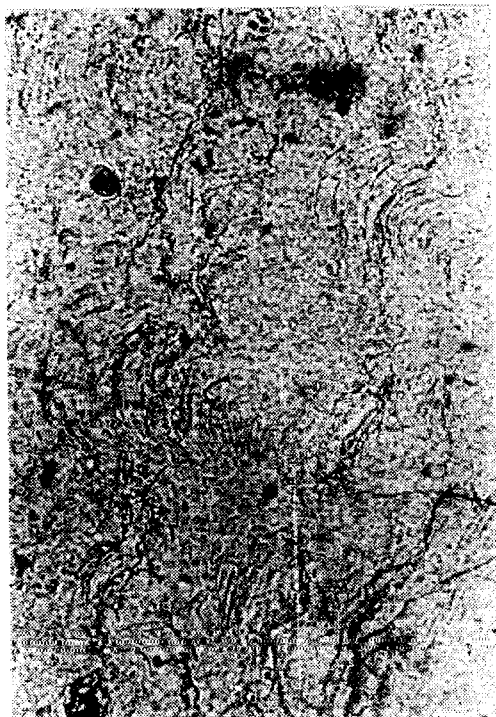


Рис. 33



Рис. 34

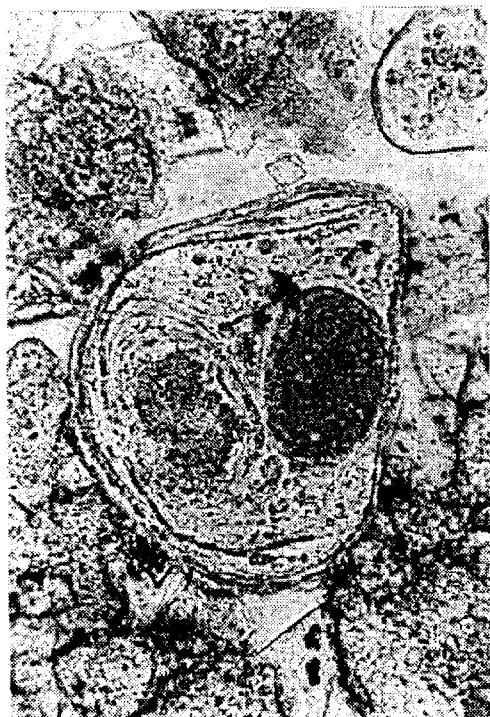


Рис. 35



Рис. 36

Рис. 33. Строматолитовый фосфорит с *Solenopora* sp. Увел. 150 \times . М-ние Куньян, базальная часть нижнего фосфоритового пласта, пров. Юньнань.

Рис. 34. В фосфатном зерне с онколитовой обложкой *Girvanella problematica* Nickolson et Etkeridge. Увел. 154 \times . Южная часть провинции Шэньси.

Рис. 35. *Osagia* sp. Увел. 250 \times . М-ние Куньян, верхний пласт фосфоритов, пров. Юньнань.

Рис. 36. Остатки *Protospongia* sp. в фосфатном зерне. Увел. 80 \times . Восточная часть пров. Юньнань.

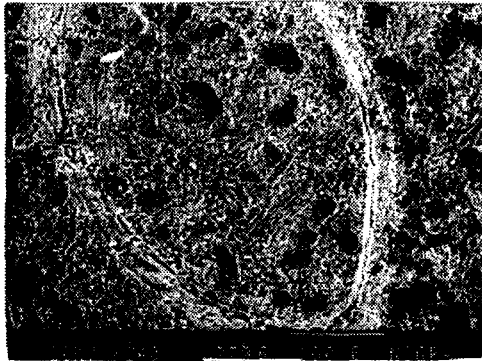


Рис. 37

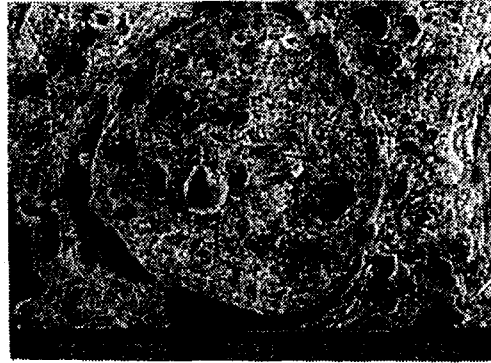


Рис. 38

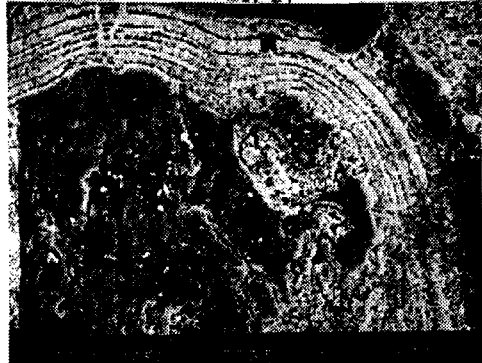


Рис. 39

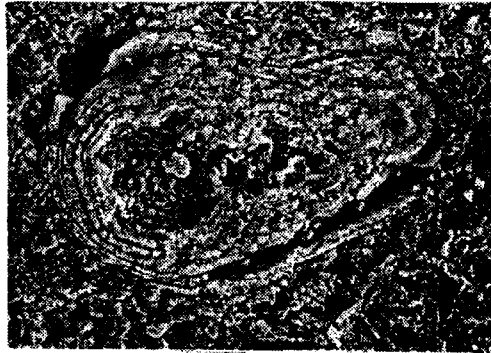


Рис. 40

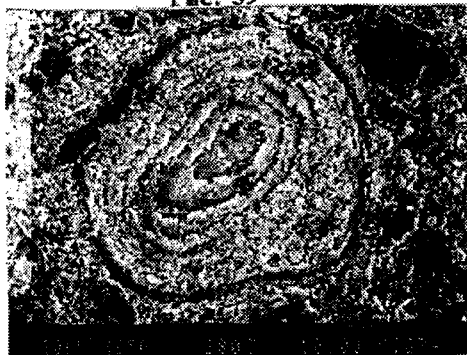


Рис. 41

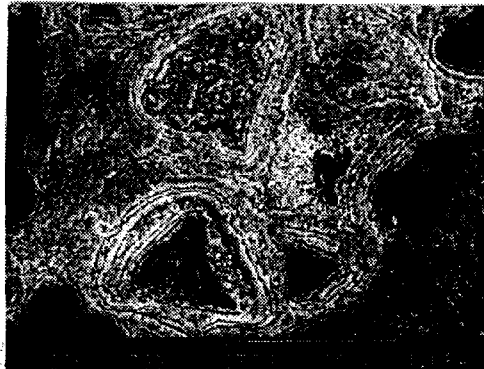


Рис. 42

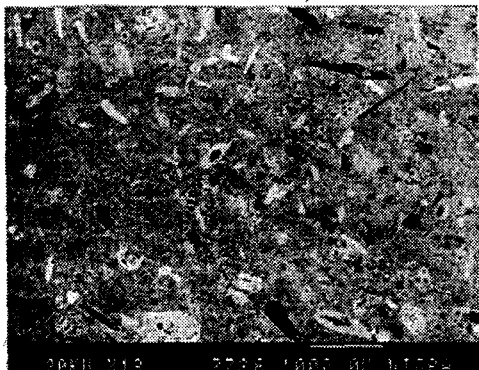


Рис. 43

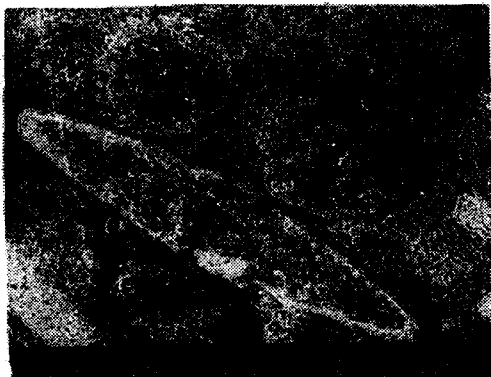


Рис. 44

Рис. 37. Структура микробального мата с пучковидными нитями в фосфатном зерне с намечающимися онколитовыми оболочками. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 38. Несколько иная структура микробального мата в подобном зерне с оболочкой. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 39. Строение онколитовой оболочки (деталь). Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 40 и 41. Различные типы фосфатных онколитов. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 42. Фосфатные зерна из микробальных матов с онколитовыми оболочками. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 43. Ракушняковый (биокластический) фосфорит. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 44-46. Фрагменты мелкораквинных фосфатных фоссилий. Северная часть пров. Аньхой.

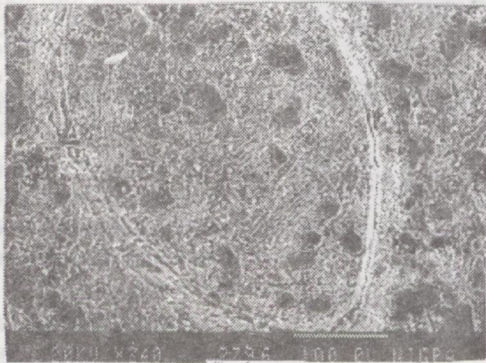


Рис. 37

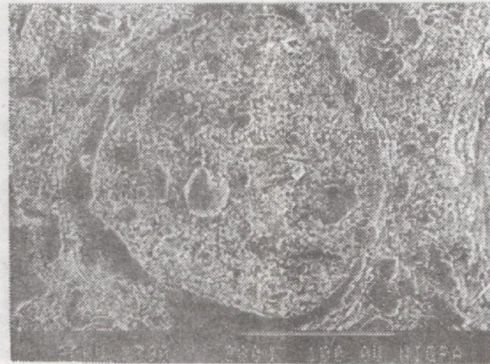


Рис. 38



Рис. 39

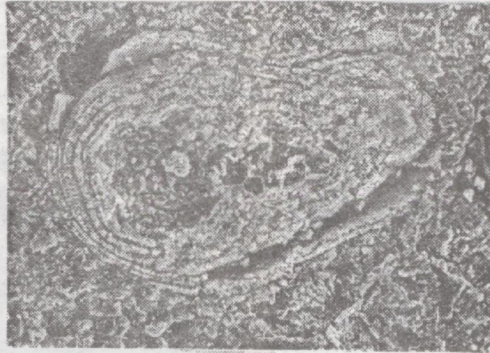


Рис. 40



Рис. 41

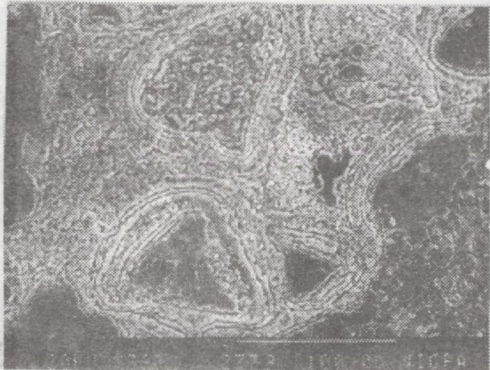


Рис. 42



Рис. 43

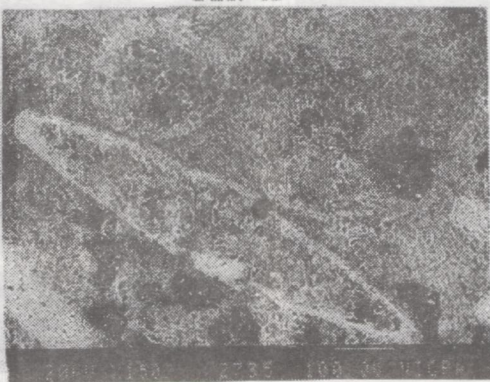


Рис. 44

Рис. 37. Структура микробного мата с пучковидными нитями в фосфатном зерне с намечающимися онколитовыми оболочками. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 38. Несколько иная структура микробного мата в подобном зерне с оболочкой. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 39. Строение онколитовой оболочки (деталь). Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 40 и 41. Различные типы фосфатных онколитов. Южная часть пров. Шэньси.

Рис. 42. Фосфатные зерна из микробных матов с онколитовыми оболочками. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 43. Ракушняковый (биокластический) фосфорит. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 44-46. Фрагменты мелкораквинных фосфатных фоссилий. Северная часть пров. Аньхой.

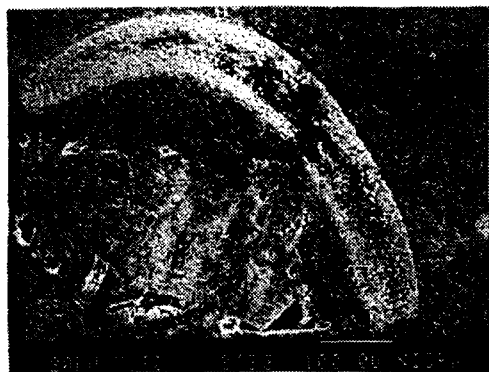


Рис. 45

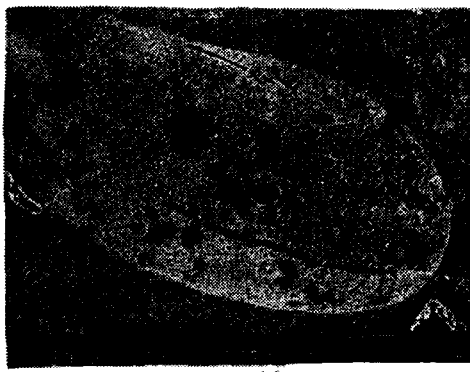


Рис. 46

Рис. 45-46. Фрагменты мелкораквинных фосфатных фоссилий. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 47. Заметно перекристаллизованный фосфатный хардграунд. Северная часть пров. Аньхой.

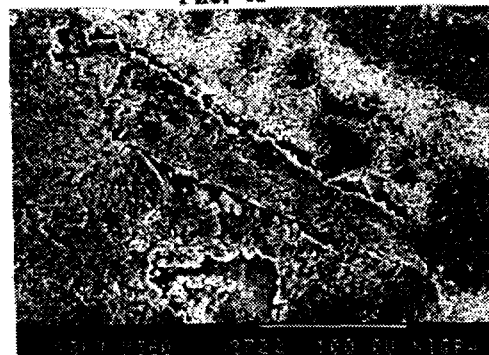


Рис. 47

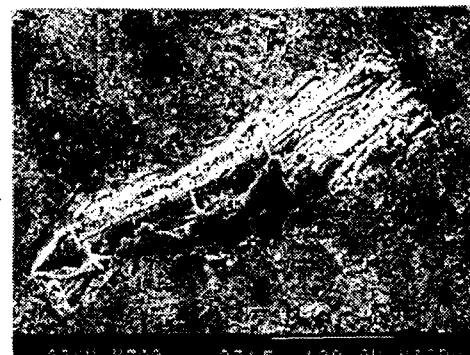


Рис. 48

Рис. 48. Другой фрагмент такого хардграунда с обломками стромаколита (?). Северная часть пров. Аньхой.

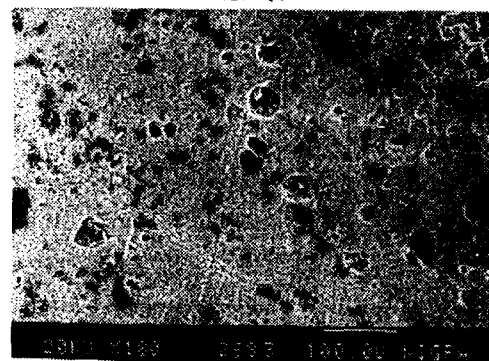


Рис. 49

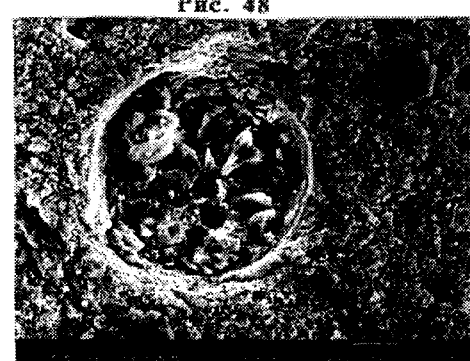


Рис. 50

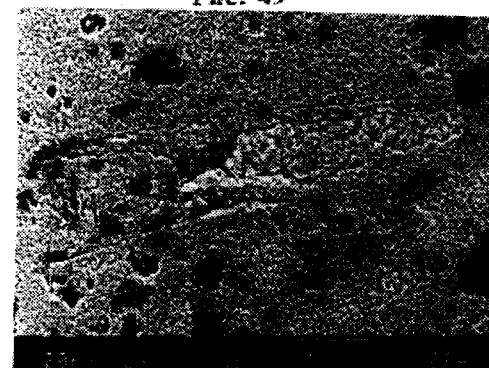


Рис. 51

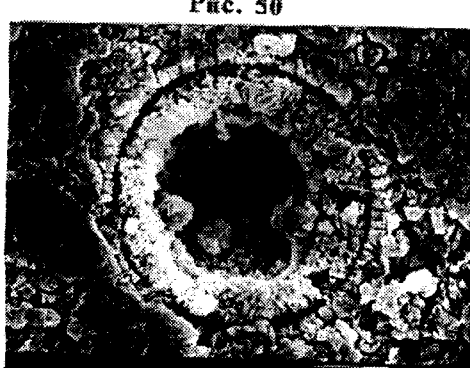


Рис. 52

Рис. 49. Сильно измененный биокластический фосфорит. Пров. Цзянсу.

Рис. 50 и 51. Отдельные фрагменты измененных мелкораквинных фоссилий. Пров. Цзянсу.

Рис. 52. Сильно перекристаллизованная мелкораквинная фоссилия. Пров. Чжэцзян.



Рис. 45

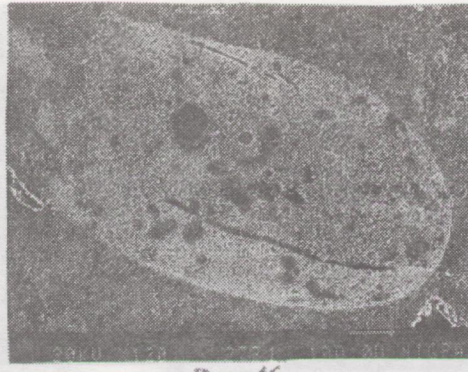


Рис. 46

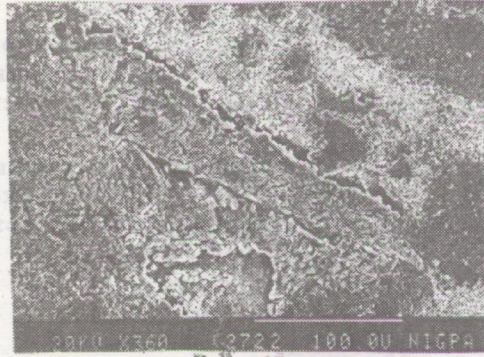


Рис. 47

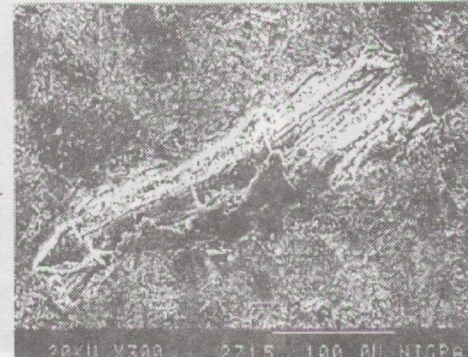


Рис. 48

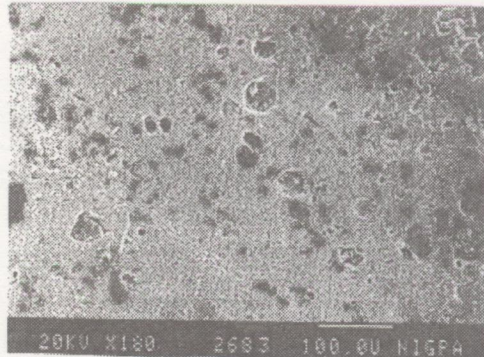


Рис. 49

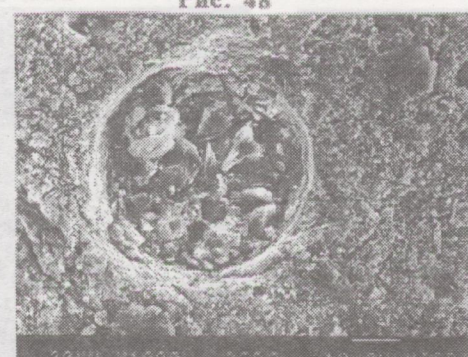


Рис. 50

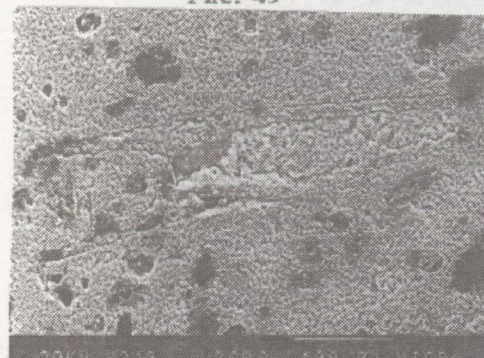


Рис. 51

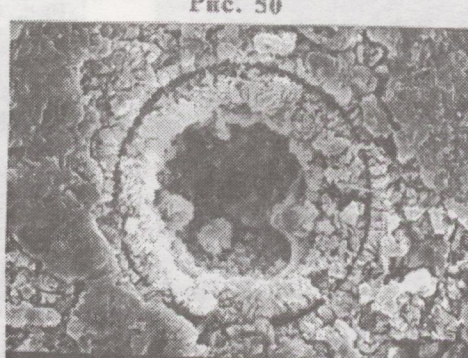


Рис. 52

Рис. 45-46. Фрагменты мелкораквинных фосфатных фоссилий. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 47. Заметно перекристаллизованный фосфатный хардграунд. Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 48. Другой фрагмент такого хардграунда с обломками строматолита (?). Северная часть пров. Аньхой.

Рис. 33. Строматолитовый фосфорит с Вейлорага гр. Увел. 130°. М-ше Куньшань, базальная часть углеродистого фосфоритового пласта, пров. Юннань.

Рис. 49. Сильно измененный биокластический фосфорит. Пров. Цзянсу.

Рис. 50 и 51. Отдельные фрагменты измененных мелкораквинных фоссилий. Пров. Цзянсу.

Рис. 52. Сильно перекристаллизованная мелкораквинная фоссилия. Пров. Чжэцзян.

роятно, имеются и сильно измененные биокласты /рис. 24/.

Профессор Хо Тинкуй применил оригинальную методику при изучении зернистых фосфоритов нижнего кембрия преимущественно провинции Юннань в специальном оптическом микроскопе и установил несколько десятков различных видов органических остатков в фосфатных зернах. На рис. 25-36 приведена часть описанных им таких органических остатков.

В южной части провинции Шэньси мощность слоев зернистых фосфоритов уже не превышает 10-20 см, они с перерывом залегают на доломитах формации Денбин синийского возраста. Здесь фосфатные зерна, в основном, с онколитовыми оболочками, присутствуют и онколиты. И тут фосфатные зерна преимущественно состоят из фрагментов фосфатизированного микробияльного мата /рис. 37-38, а также рис. 34/. Детали строения онколитовой оболочки иллюстрируются рис. 39, а рис. 40 и 41 – строение фосфатного онколита.

В северной части провинции Аньхой /северный край платформы Янцзы/ в основании нижнего кембрия имеется слой зернистых фосфоритов, в нижней части которого зерна имеют онколитовые оболочки и фрагменты микробияльного мата в центральных частях /рис. 42/. Верхнюю часть этого слоя представляет ракушняковый /биокластический/ фосфорит /рис. 43/. Присутствующие формы мелкораквинной фауны представлены на рис. 44-46.

На проявлении Шидин провинции Аньхой описаны и фосфатные хардграунды. Изучение в СЭМ показало их сильную перекристаллизацию при изредка сохранившихся фрагментах фосфатных раковин /рис. 47/ и, возможно, строматолитов /рис. 48/.

На одном из крайне северо-восточных фосфатопоявлений Люньшан вблизи г. Нанкина, фосфатность аналогичного характера /рис. 49-51/. Подобный тип фосфатности характерен для проявления Санча провинции Хунань, но степень метаморфизации еще выше, как и на фосфатопоявлении Синтану провинции Чжэцзян /рис. 52/ и других фосфатопоявлениях.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннекембрийские зернистые фосфориты платформы Янцзы оказались в результате проведенного изучения не очень отличающимися в принципе от ранее исследованных синийских [5]. Те и другие преимущественно сложены зернами-фрагментами фосфатизированного микробияльного мата, обычно не ламированного, образованного различными видами сине-зеленых и иных водорослей. Причем, для кембрийских фосфоритов удалось получить прямые определения не-

которых из присутствующих форм, принципиально подтверждающие микробияльную природу сообществ, фрагменты которых участвуют в сложении зерен. Также характерно присутствие фосфатных онколитов, онколитовых оболочек на зернах, фрагментов строматолитов. Таким образом, принципиальное сходство синийских и нижнекембрийских зернистых фосфоритов рассматриваемого региона потрясающее. Интересно, что даже порядок установленных запасов их близок - 54% общих запасов фосфоритов Китая составляют синийские, а 44% - кембрийские фосфориты [7]. Не отличаются они очень заметно и качеством.

Соответственно и условия их образования вполне можно считать аналогичными. Единственное заметное различие - в зернистых фосфоритах синия все-таки очень редки /естественно/ скелетные фрагменты беспозвоночных, а в нижнекембрийских их сравнительно много; в пластах зернистых фосфоритов кембрия присутствуют даже тонкие прослои ракушняковых фосфоритов.

Вместе с тем, пространственно их наибольшие концентрации не совмещены: в западных районах /провинции Юннань и Сычуань/ доминируют кембрийские, а в более восточных - синийские фосфориты. Это означает, что центры фосфатогенеза и/или области отложения фосфатных зерен, от синия к кембрию, перемещались с востока на запад. Лишь реальные наблюдения по определению потоков перемещения обломочных фосфатных зерен смогут точно установить вероятное нахождение таких центров.

Здесь важно подчеркнуть ещё раз важнейшую роль в формировании промышленных фосфатных отложений биоценозов микробияльных матов, онколитов и строматолитов, которую теперь трудно переоценить, рассматривая мировой фосфатогенез.

Важнейшей проблемой сейчас становится определение причин, вследствие которых во многих случаях строматолиты, онколиты, не ламинные микробияльные маты не фосфатизируются, а в более редких случаях фосфатизируются, затем, в основном, разрушаются, их фрагменты транспортируются и отлагаются в виде обломочных отложений - пластовых фосфоритов. В дальнейшем планируется подробно рассмотреть эти важные вопросы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке the National Foundation of Natural Sciences of China и Министерства науки и технической политики РФ российско-китайского проекта по определению природы фосфатных зерен крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира. Мы благодарим сотрудника Нанкинского института геологии и палеонтологии АН КНР Юань Лупинь за превосходное обеспечение работ на СЭМ, а

также директора ПИН РАН А.Ю.Розанова за поддержку работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., Наука, 1986. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 149.)
2. Ильин А.В. Фосфориты Китая/ ВИЭМС, М.; 1986, 43 с.
3. Ильин А.В. Древние фосфатоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 173 с.
4. Льянзун Э. Закономерности размещения фосфоритовых месторождений Китая// 27 МГК. Докл. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15, секция с. 15 М.: Наука. 1984. С. 68-74.
5. Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Сюэ Яосун, Юй Цунлю. К проблеме генезиса зернистых фосфоритов платформы Янцзы /КНР/// Тихоокеан. геология. 1994, № 4. С. 45-60.
6. Li Yueyan. Proterozoic and Cambrian phosphorites-regional review: China. Phosphate Deposits of the World. Vol.1. Cambridge. 1986. P. 42-62.
7. Ye Lianjun, Chen Qiyin, Zhao Dongxu et al. The phosphorites of China. Beijing, 1989. 339 p. (На кит. яз.).
8. Zeng Yunfu, He Tinggui, Shen Lijuan et al. Mechanism of the formation of Lower Cambrian biophosphorites in eastern Yunnan// Journal of mineralogy and petrology. 1994. № 4. P. 49-56 (На кит. яз.).

Поступила в редакцию 18 сентября 1996г.

Tang Tianfu, E.L.Shkolnik, Xue Yaosong, Yu Conglin, E.A.Zhegallo, Zhang Zun-Ming, Huo Tingkui

The nature of phosphate components of the Lower Cambrian phosphorites, Yantze platform

Using a scanning electron and special optical microscope we have studied phosphate grains of the Lower Cambrian phosphorites from the Yantze platform in South China. It has been established that phosphate grains in commercial granular phosphorites from the western part of the region are composed of fragments of phosphatized bacterial mats showing different nature and belonging to different species, of more rare stromatoliths and oncolites, and also of remains of different invertebrate shells. In the eastern part of the Yantze region, where the thickness of the phosphate beds decreases sharply to 0.2-1 m, phosphate shells of invertebrates prevail in the composition of the phosphate grains. Other types of phosphate grains are very rare. Great similarity of the nature of phosphate grains of the Sinian and Lower Cambrian granular phosphorites is marked for this region. Areas of their maximum concentrations do not always coincide in space. Microbial mats, oncolites, and stromatoliths of shallow-water zones, lakes, and lagoons appear to be the main biological communities responsible for commercial phosphate genesis.

ЗЕЛЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Ю.Д.Марков*, А.В.Можеровский*, Н.Н.Баринов**, Н.А.Середа*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В осадках шельфа и материкового склона Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей часто встречаются зеленые глинистые образования, представленные комочками, глобулями и слепками полостей раковин фораминифер. Предыдущими исследователями они были описаны как аутигенные глаукониты. Авторы настоящей работы не согласны с подобной систематикой, т.к. считают, что комочки и слепки раковин образуются различными путями. Обломки пород представляют собой реликты осадочной толщи, размываемой как на суше, так и на материковом склоне. Генезис их терригенный. Они имеют поликомпонентный минеральный состав и представлены хлоритом, гидрослюдой и смектитом. Зеленые слепки полостей раковин получили наибольшее распространение в осадках на внешней части шельфа и материковом склоне, где широко развиты бентосные и планктонные фораминиферы. Полые раковины заполняются тонким пелитовым (глинистым) материалом, приносимым с суши, а затем захороняются и подвергаются диагенетическому преобразованию. Основным минералом, слагающим слепки, является диоктаэдрический смектит типа нонтронита. Генезис слепков осадочно-диагенетический.

В осадках шельфа и материкового склона Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей часто встречаются зеленые глинистые образования, представленные комочками, глобулями и слепками полостей раковин фораминифер. Предыдущими исследователями они были описаны как аутигенные глаукониты [6,9], причем термин "глауконит" применялся как групповое название для ряда минералов, образованных в морских условиях [11]. Подобное употребление термина "глауконит" противоречит рекомендациям комитета по номенклатуре минералов (A.P.E.A.) и согласующимся с ними критериям, предложенным Х.А.Бакли [5], номенклатурой Е.Одома [10]. Согласно этим источникам глауконит определяется как обогащенная железом и калием диоктаэдрическая гидрослюда политипной модификации 1Md с количеством разбухающих пакетов не более 5% и определенным химическим составом. Авторы настоящей работы, основываясь на полученных результатах, считают, что комочки (обломки) и слепки раковин фораминифер образуются различными путями.

В результате исследований было показано, что обломки имеют поликомпонентный минеральный состав и представлены хлоритом, гидрослюдой и смектитом. Слепки раковин фораминифер сложены преимущественно смектитом (типа нонтронита) и смешаннослойными образованиями типа смектит-гидрослюда. Первые сформированы за счет разрушения пород и перемыва осадков береговой зоны (терригенный генезис), вторые образовались в результате диагенетических изменений пелитоморфного материала (в присутствии органического вещества), заполнившего ра-

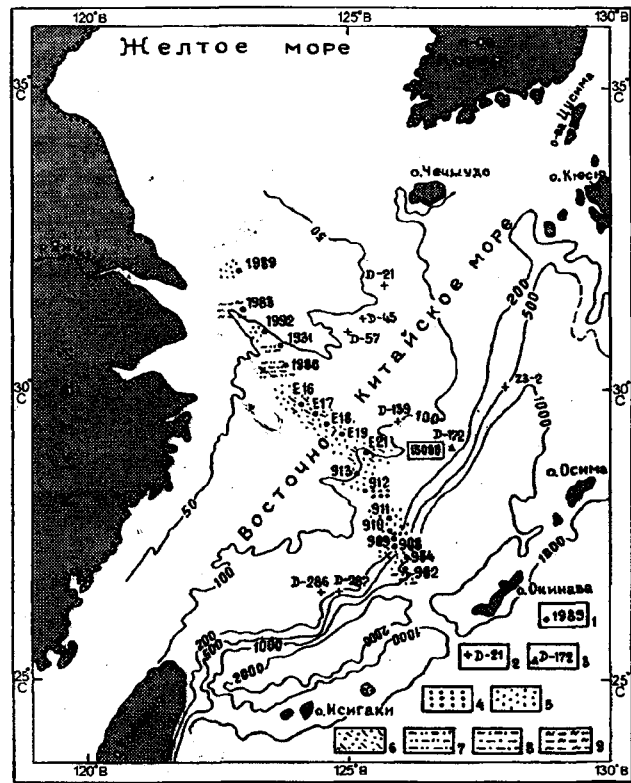


Рис. 1. Карта фактического материала.

1 - станция и ее номер, 2 - станции предыдущих исследований [6], 3 - то же, с данными возраста по ^{14}C ; 4-9 состав осадков: 4 - пески разноразмерные, 5 - пески мелкозернистые, 6 - то же, но обогащенные илом, 7 - алевроиты крупные, 8 - алевроиты мелкие, 9 - алевроиты пелитовые (илы).

ковинки отмерших организмов (осадочно-диагенетическое происхождение).

Работа выполнена по линии профиля от дельты р. Янцзы через весь шельф до подножия материкового склона (рис. 1). Были использованы материалы научных рейсов "Первенец" N14 (1971), "Академик М.А.-Лаврентьев" N18 (1989) и "Академик Ал. Виноградов" N23 (1992). По последним двум рейсам пробы любезно предоставлены А.Н.Деркачевым и А.И.Бодулом, за что авторы выражают им глубокую признательность.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении вещественного состава зеленых глинистых образований использована методика, применявшаяся ранее для исследования образцов из Южно-Китайского моря [3], согласно которой из электромагнитной подфракции песков и алевролитов выделялась монофракция, а затем под бинокляром препаратной иглой отбирались отдельно зеленые обломки пород и слепки полостей раковин фораминифер. Их минеральный состав определялся рентгенофазовым методом на дифрактометре "Дрон-2.0". Образцы снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C в течение 3-х часов. Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа, по зарядам, кислородным методом [1].

Электронно-микроскопическое изучение образцов осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-3 при ускоряющем напряже-

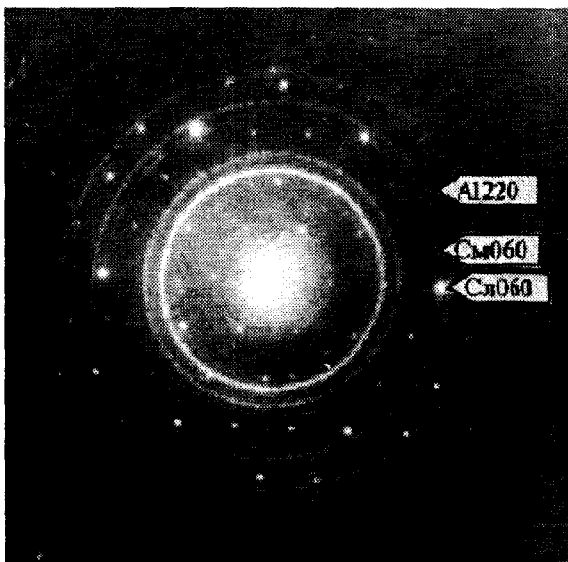


Рис. 2. Ст. Е-21. Микродифракционные картины монокрystalла (Сл) слюды (псевдогексагональная сетка точечных рефлексов $hk0$), поликристаллических частиц (См) смектита (кольцевые рефлексы $hk0$ слабой интенсивности) и поликристаллическая пленка Al (кольцевые рефлексы сильной интенсивности).

нии 25 кВ и просвечивающего электронного микроскопа BS-540 ("TESLA") при ускоряющем напряжении 80 и 120 кВ с применением микродифракции электронов. Препараты для просвечивающей электронной микроскопии готовились методом суспензии. В качестве внутреннего стандарта при съемке микродифракционных картин использовался Al, напыленный непосредственно на пленку-подложку из коллодия (рис. 2). Электронографические исследования проводились на электронографе ЭМР-100М при ускоряющем напряжении 75 кВ (аналитик Г.А.Юдина). Угол наклона образца равнялся 50°. Площадное распределение зеленых зерен (отдельно слепков и отдельно обломков пород) на шельфе и на материковом склоне по линии профиля определялось методом подсчета в электромагнитной подфракции, а морфология зерен - просмотром под бинокляром.

РАЗМЕЩЕНИЕ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Терригенные осадки шельфа и материкового склона, содержащие зеленые глинистые образования, расчленены на современные и реликтовые. Современные осадки развиты в прибрежной части (примерно до 50-метровой изобаты) и на материковом склоне, реликтовые - в открытой части шельфа (от 50-метровой изобаты до его бровки). На шельфе осадки, в основном, представлены мелкозернистыми песками, а на материковом склоне - илами [7]. По условиям седиментации, гидрологическому режиму и распределению зеленых образований весь шельф можно разделить на три части: внутреннюю, среднюю и внешнюю. Внутренняя часть шельфа (от побережья до 50-метровой изобаты) представляет собой зону аккумуляции современных илистых осадков, поставляемых сточным холодным течением от устья р. Янцзы. На линии профиля они представлены алевроитами пелитовыми (рис. 1, ст. 1983). Средняя часть шельфа (от 50- до 100-метровой изобаты) - зона транзита и слабой аккумуляции современной взвеси. Здесь залегают мелкозернистые пески, обогащенные пелитовым материалом до 22% (станции Е-16 - Е-21), приносимым р. Янцзы. Песчаный материал в общей структуре осадков сформирован при более низком уровне моря в позднем плейстоцене-голоцене [8]. Области сноса его являются бассейны р. Янцзы и Корейский полуостров [12,13].

Внешняя часть шельфа (от 100-метровой изобаты до его бровки) относится преимущественно к зоне транзита современной взвеси. На распределение и сортировку осадков в ней значительное влияние оказывает теплое течение Куро-Сио. Проникая с юга, оно несет прозрачные воды повышенной температуры и солености, в значительной мере препятствуя осаждению современной взвеси, и создает благоприятные условия для развития планктонных и бентосных фораминифер. Терригенные реликтовые осадки здесь представлены хорошо отсорти-

рованными слабоизвестковистыми мелкозернистыми песками, с поверхности обогащенными фораминиферами, с содержанием пелитовых частиц до 10,5% (ст. 913).

Бровка шельфа и верхняя часть материкового склона представляют собой зону частичного размыва и переотложения осадков. По линии профиля на глубине 160 м (бровка шельфа) мелкозернистые пески сменяются гравелистыми песками (ст. 908), а на материковом склоне на отметке 750 м на илах залегают мелкозернистые пески с обломками (до 30%) зеленых глинистых пород (ст. 904, рис. 1). Пески снесены с бровки шельфа, а обломки коренных пород - с верхней части материкового склона.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕЛЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В Восточно-Китайском море зеленые глинистые образования по морфологии делятся на обломки пород и слепки, заполняющие полости раковин фораминифер. Как первые, так и вторые на шельфе и на материковом склоне распространены неравномерно и имеют различный минеральный состав.

Обломки глинистых пород представлены неизменными и измененными разновидностями. Неизменные различны зеленого и темно-зеленого цветов, нередко с буроватым и желтоватым оттенком. Зерна их неправильной формы, как правило округлые, слегка уплощенные или угловатые. Поверхность мелкобугорчатая с неправильной сетью трещин или без них. Строение обломков чешуйчато-пластинчатое. На электронно-микроскопических снимках (рис. 3) хорошо видна псевдослоистость, характерная для слегка окатанных обломков.

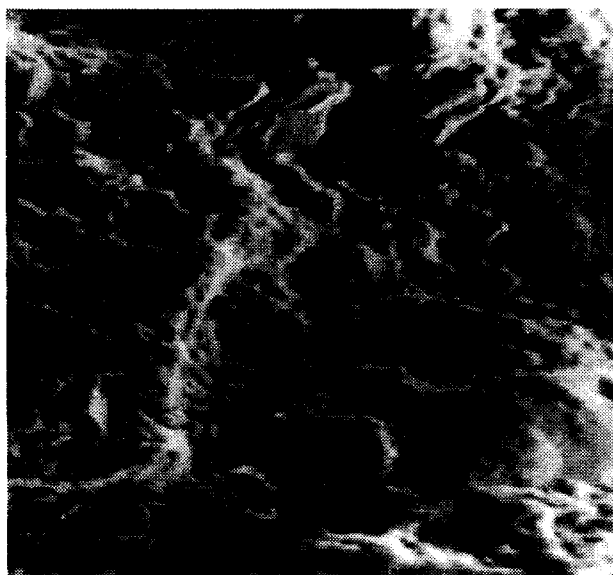


Рис. 3. Микрофотографии Ст. 1893. Электронный сканирующий микроскоп: а) - комочек, увеличение $\times 140$; б) - фрагмент поверхности комочка. Увеличение $\times 490$.

В начале профиля на ст. 1989 недалеко от устья р. Янцзы (рис. 1) в электромагнитной подфракции содержание обломков менее 2%, а в средней части шельфа (ст. E19) - еще меньше (здесь они все округлой формы). По-видимому, поставка глинистых обломков в прибрежную часть шельфа осуществляется р. Янцзы, а дальше они разносятся морскими течениями. В алевритовых песках внешней части шельфа, у 100-метровой изоба-

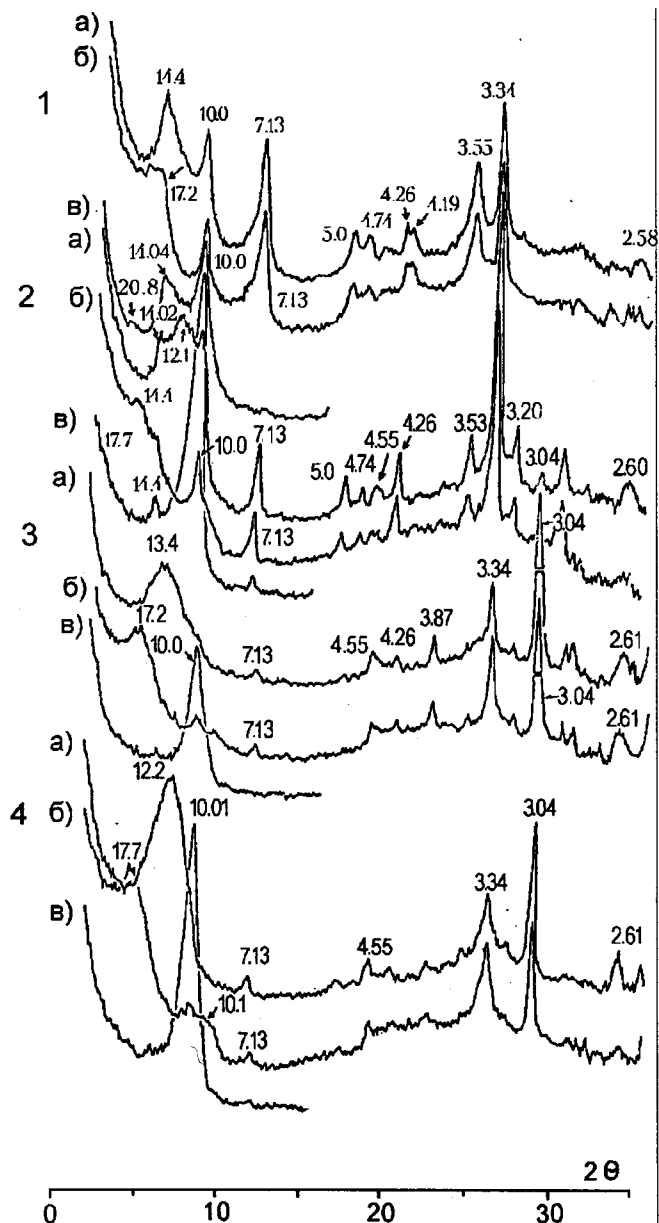


Рис. 4. Рентгеновские дифрактограммы зеленых образований.

1 - неизменных обломков в осадках прибрежной части шельфа (ст. 1989); 2 - то же, на материковом склоне (ст. 904, обр. 904); 3 - слепков полостей раковин на внешней части шельфа (ст. E21); 4 - то же, на материковом склоне (ст. 904, обр. 904/2); а - воздушно-сухой препарат, б - насыщенный этиленгликолем, в - прокаленный при температуре 550°C в течение трех часов.

рованными слабоизвестковистыми мелкозернистыми песками, с поверхности обогащенными фораминиферами, с содержанием пелитовых частиц до 10,5% (ст. 913).

Бровка шельфа и верхняя часть материкового склона представляют собой зону частичного размыва и переотложения осадков. По линии профиля на глубине 160 м (бровка шельфа) мелкозернистые пески сменяются гравелистыми песками (ст. 908), а на материковом склоне на отметке 750 м на илах залегают мелкозернистые пески с обломками (до 30%) зеленых глинистых пород (ст. 904, рис. 1). Пески снесены с бровки шельфа, а обломки коренных пород - с верхней части материкового склона.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕЛЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В Восточно-Китайском море зеленые глинистые образования по морфологии делятся на обломки пород и слепки, заполняющие полости раковин фораминифер. Как первые, так и вторые на шельфе и на материковом склоне распространены неравномерно и имеют различный минеральный состав.

Обломки глинистых пород представлены неизмененными и измененными разновидностями. Неизмененные разновидности зеленого и темно-зеленого цветов, нередко с буроватым и желтоватым оттенком. Зерна их неправильной формы, как правило округлые, слегка уплощенные или угловатые. Поверхность мелкобугорчатая с неправильной сетью трещин или без них. Строение обломков чешуйчато-пластинчатое. На электронно-микроскопических снимках (рис. 3) хорошо видна псевдослоистость, характерная для слегка окатанных обломков.

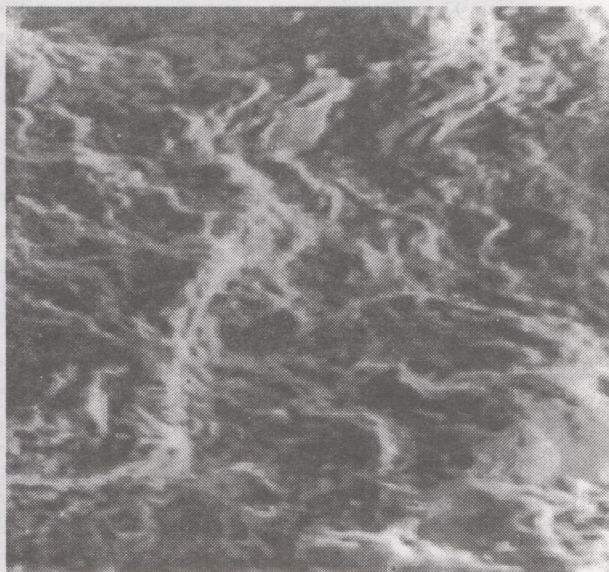


Рис. 3. Микрофотографии Ст. 1893. Электронный сканирующий микроскоп: а) - комочек, увеличение $\times 140$; б) - фрагмент поверхности комочка. Увеличение $\times 490$.

В начале профиля на ст. 1989 недалеко от устья р. Янцзы (рис. 1) в электромагнитной подфракции содержание обломков менее 2%, а в средней части шельфа (ст. E19) - еще меньше (здесь они все округлой формы). По-видимому, поставка глинистых обломков в прибрежную часть шельфа осуществляется р. Янцзы, а дальше они разносятся морскими течениями. В алевритовых песках внешней части шельфа, у 100-метровой изоба-

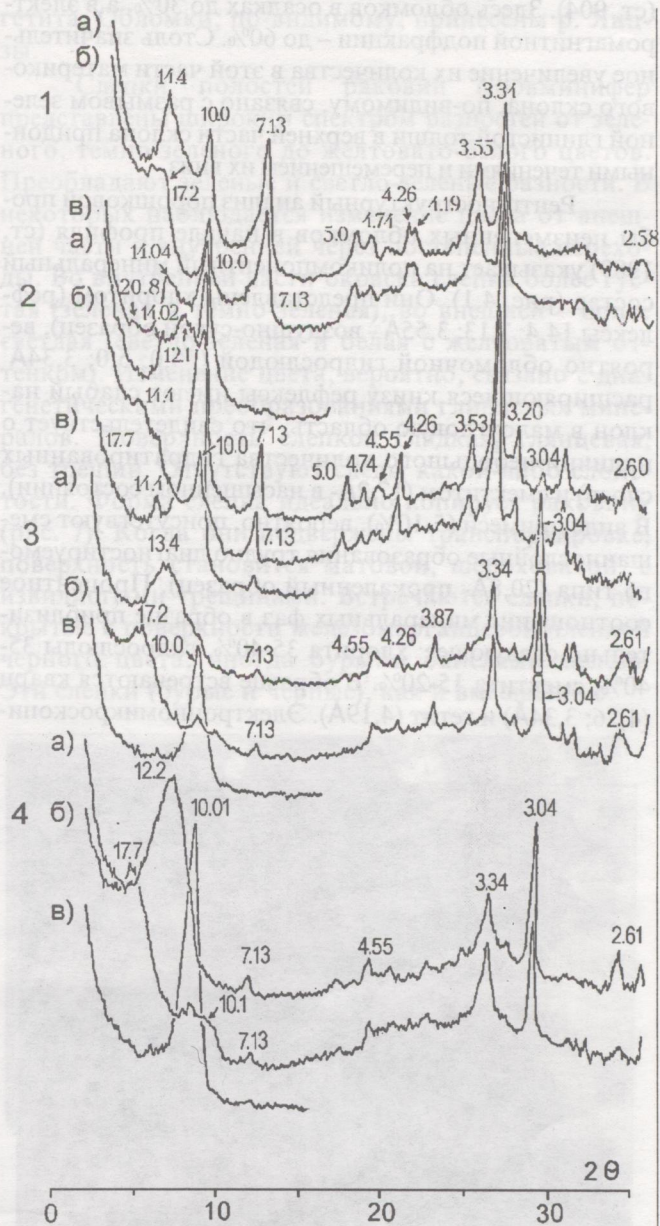


Рис. 4. Рентгеновские дифрактограммы зеленых образований.

1 - неизмененных обломков в осадках прибрежной части шельфа (ст. 1989); 2 - то же, на материковом склоне (ст. 904, обр. 904); 3 - слепков полостей раковин на внешней части шельфа (ст. E21); 4 - то же, на материковом склоне (ст. 904, обр. 904/2); а - воздушно-сухой препарат, б - насыщенный этиленгликолем, в - прокаленный при температуре 550°C в течение трех часов.

ты, (ст. Е21) количество зеленых обломков в осадках резко возрастает (до 10%), вероятно, за счет перемыва осадочной толщи в позднплейстоценовое время, когда уровень моря был близким к этой отметке. Далее, по линии профиля к бровке шельфа их количество уменьшается, вплоть до полного исчезновения. Вновь они появляются в мелкозернистых песках уже в средней части материкового склона на глубине 750 м (ст. 904). Здесь обломков в осадках до 30%, а в электромагнитной подфракции – до 60%. Столь значительное увеличение их количества в этой части материкового склона, по-видимому, связано с размывом зеленой глинистой толщи в верхней части склона придонными течениями и перемещением их вниз.

Рентгеноструктурный анализ порошковой пробы неизменных обломков в начале профиля (ст. 1989) указывает на поликомпонентный минеральный состав (рис. 4,1). Они представлены хлоритом (рефлексы 14,4; 7,13; 3,55Å - воздушно-сухой образец), вероятно обломочной гидрослюдой (10,0; 5,0; 3,34Å) расширяющиеся книзу рефлексы имеют слабый наклон в малоугловую область, что свидетельствует о наличии небольшого количества гидратированных слоев) и смектитом (17,2Å- в насыщенном состоянии). В виде примеси (5-10%), вероятно, присутствуют смешаннослойные образования трудно диагностируемого типа (20,8Å- прокаленный образец). Процентное соотношение минеральных фаз в образце приблизительно следующее: хлорита 35-40%, гидрослюды 35-40%, смектита 15-20%. В образце встречаются кварц (4,26; 3,34Å) и гетит (4,19Å). Электронномикроскопи-

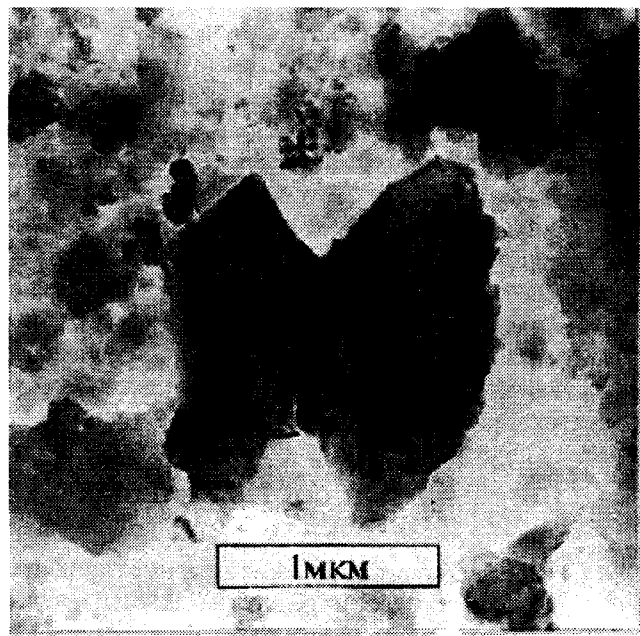


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение частиц слюды.

ческое изучение неизменных обломков ст. 1989 методом микродифракции электронов, обеспечивающим получение электронограмм с отдельно взятых частиц, позволило определить параметр b элементарной ячейки хлорита, слюды и смектита. Идентификация хлорита проводилась по базальным рефлексам 001, полученным от загнутых краев частиц. Параметр b отдельных частиц хлорита (рис. 5) был равен 9,26 и 9,27Å. У частиц слюды (рис. 6), представленных в основном монокристаллами, параметр b довольно равномерно изменялся от 8,93 до 9,09Å. У спутанно-чешуйчатых поликристаллических частиц смектита параметр b изменялся от 9,11 до 9,18Å. По данным электронографии, интегральный параметр b равен 9,12 и, скорее всего, относится к смектиту с учетом данных микродифракции электронов. В пробе также в малых количествах обнаружен каолинит (рис. 5). На материковом склоне (ст. 904) на глубине 750 м зеленые обломки совершенно не окатанные, а в некоторых из них можно наблюдать фораминиферы со слепками. Минеральный состав обломков подобен вышеописанному (рис. 4,2), а в виде примеси присутствует кальцит (3,04Å) и плагиоклаз (3,20Å). Гетит отсутствует. Различие наблюдается только в процентном соотношении слагающих компонентов: хлорита около 25%, гидрослюды - 50% и смектита - 25%. Отмечается также повышенное содержание кварца (рис. 4,2). Изучение зеленых обломков ст. 904 с помощью электронной микроскопии показало наличие в них хлорита (параметр b равен 9,22Å). Монокристаллические пластинки слюды с резко очерченными краями имели параметр b , лежащий в интервале от 8,86 до 9,00Å. Среди спутанно-чешуйча-

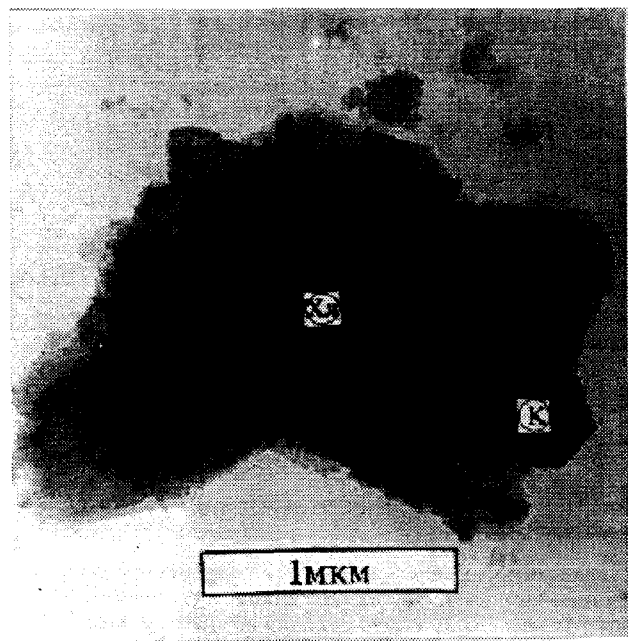


Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение частиц хлорита (Хл) и каолинита (К).

ты, (ст. E21) количество зеленых обломков в осадках резко возрастает (до 10%), вероятно, за счет перемива осадочной толщи в позднеплейстоценовое время, когда уровень моря был близким к этой отметке. Далее, по линии профиля к бровке шельфа их количество уменьшается, вплоть до полного исчезновения. Вновь они появляются в мелкозернистых песках уже в средней части материкового склона на глубине 750 м (ст. 904). Здесь обломков в осадках до 30%, а в электромагнитной подфракции – до 60%. Столь значительное увеличение их количества в этой части материкового склона, по-видимому, связано с размывом зеленой глинистой толщи в верхней части склона придонными течениями и перемещением их вниз.

Рентгеноструктурный анализ порошковой пробы неизменных обломков в начале профиля (ст. 1989) указывает на поликомпонентный минеральный состав (рис. 4,1). Они представлены хлоритом (рефлексы 14,4; 7,13; 3,55Å - воздушно-сухой образец), вероятно обломочной гидрослюдой (19,0; 5,0; 3,34Å, расширяющиеся книзу рефлексы имеют слабый наклон в малоугловую область, что свидетельствует о наличии небольшого количества гидратированных слоев) и смектитом (17,2Å - в насыщенном состоянии). В виде примеси (5-10%), вероятно, присутствуют смешаннослойные образования трудно диагностируемого типа (20,8Å - прокаленный образец). Процентное соотношение минеральных фаз в образце приблизительно следующее: хлорита 35-40%, гидрослюды 35-40%, смектита 15-20%. В образце встречаются кварц (4,26; 3,34Å) и гетит (4,19Å). Электронномикроскопи-

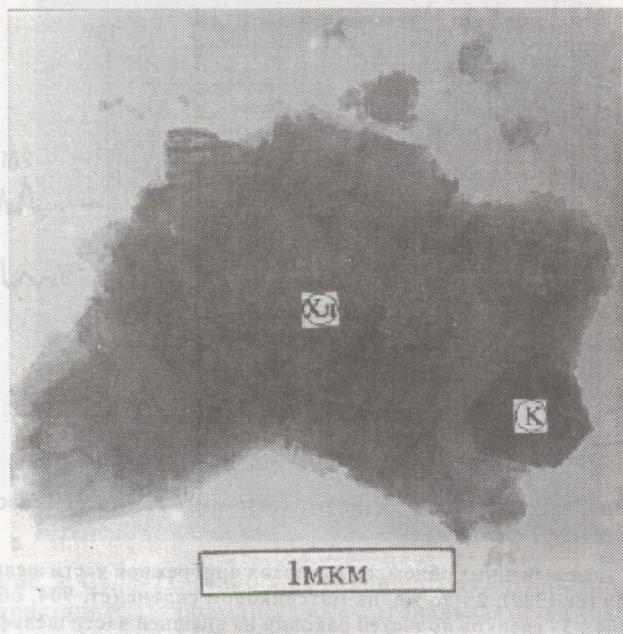


Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение частиц хлорита (Хл) и каолинита (К).



Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение частицы слюды.

ческое изучение неизменных обломков ст. 1989 методом микродифракции электронов, обеспечивающим получение электронограмм с отдельно взятых частиц позволило определить параметр b элементарной ячейки хлорита, слюды и смектита. Идентификация хлорита проводилась по базальным рефлексам 001, полученным от загнутых краев частиц. Параметр b отдельных частиц хлорита (рис. 5) был равен 9,26 и 9,27Å. У частиц слюды (рис. 6), представленных в основном монокристаллами, параметр b довольно равномерно изменялся от 8,93 до 9,09Å. У спутанно-чешуйчатых поликристаллических частиц смектита параметр b изменялся от 9,11 до 9,18Å. По данным электронографии, интегральный параметр b равен 9,12 и, скорее всего, относится к смектиту с учетом данных микродифракции электронов. В пробе также в малых количествах обнаружен каолинит (рис. 5). На материковом склоне (ст. 904) на глубине 750 м зеленые обломки совершенно не окатанные, а в некоторых из них можно наблюдать фораминиферы со слепками. Минеральный состав обломков подобен вышеописанному (рис. 4,2), а в виде примеси присутствует кальцит (3,04Å) и плагноклаз (3,20Å). Гетит отсутствует. Различие наблюдается только в процентном соотношении слагающих компонентов: хлорита около 25%, гидрослюды - 50% и смектита - 25%. Отмечается также повышенное содержание кварца (рис. 4,2). Изучение зеленых обломков ст. 904 с помощью электронной микроскопии показало наличие в них хлорита (параметр b равен 9,22Å). Монокристаллические пластинки слюды с резко очерченными краями имели параметр b , лежащий в интервале от 8,86 до 9,00Å. Среди спутанно-чешуйча-

тых частиц смектита выделены две группы: с параметром b , лежащим в интервале от $9,04$ до $9,07\text{\AA}$, и параметром b в интервале от $9,12$ до $9,14\text{\AA}$. Параметр b , определенный методом электронографии, равен $9,11\text{\AA}$ и относится к смектиту. Подразделение смектитов на группы, вероятно, отражает этапы процесса смектитизации и подтверждает предположение о наследовании изменений, произошедших на суше (параметр b равный $9,04 - 9,07\text{\AA}$ характерен для монтмориллонита), происходящих в морских условиях (параметр b $9,12-9,14\text{\AA}$, характерен для нонтронита).

Измененные разности обычно имеют вид хорошо окатанных зерен оранжевого, желтовато-бурого и черного цветов. Наибольшее распространение они получили среди реликтовых мелкозерни-

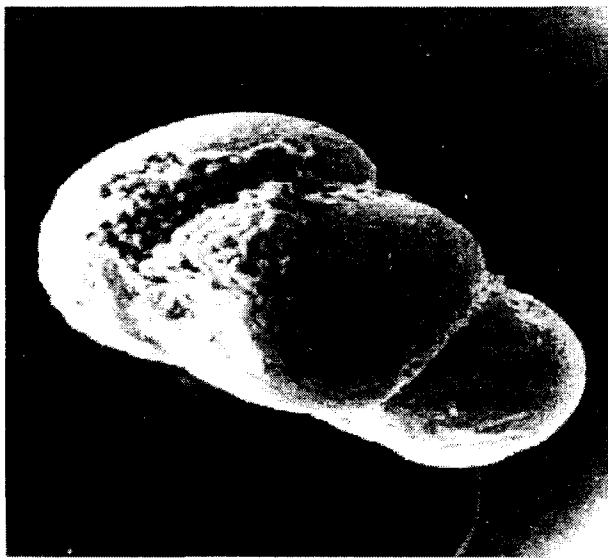


Рис. 7. Слпки раковин фораминифер, выполненные зеленым глинистым минералом типа нонтронита. Электронный сканирующий микроскоп, увеличение $\times 160$.

тых песков на внешней части шельфа. Поверхность зерен глянцевая гладкая, реже мелкобугорчатая. В начале профиля на обломках почти не наблюдается трещин, далее по профилю количество трещиноватых зерен возрастает до 50% и более. Трещины чаще неправильной, чем параллельной формы. Минеральный состав измененных обломков подобен таковому у неизмененных, но в первых больше гетита. Обломки, по-видимому, принесены р. Янцзы.

Слпки полостей раковин фораминифер представлены широким спектром разностей от зеленого, темно-зеленого до желтовато-белого цветов. Преобладают зеленые и светло-зеленые разности. В некоторых наблюдается изменение цвета от внешней части к внутренней через постепенные переходы. Во внутренней части окраска слпки более густая (зеленая и темно-зеленая), во внешней – более светлая (светло-зеленая и белая с желтоватым оттенком). Изменение цвета, вероятно, связано с диагенетическими преобразованиями глинистых минералов. Поверхность слпков гладкая, глянцевая, без трещин. Отсутствуют следы какой-либо слоистости. Форма слпки идеально копирует раковину (рис. 7). Когда они подвержены транспортировке, поверхность становится матовой, шероховатой, с извилистыми трещинами. Встречаются слпки, покрытые с поверхности железомарганцевой пленкой черного цвета, иногда бурыми окислами железа. Эти слпки (бурые и черные), как и вмещающие

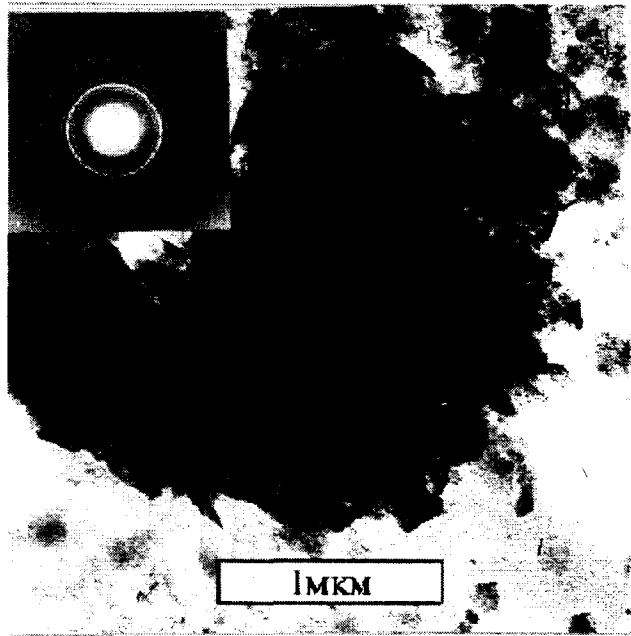


Рис. 8. Ст. 904\2. Спутанно-чешуйчатые частицы смектита, слагающие слпки раковин фораминифер. В левом углу дифракционная картина, полученная с данной частицы. Эталон - поликристаллическая пленка Al (кольцевые рефлексy сильной интенсивности).

тых частиц смектита выделены две группы: с параметром b , лежащим в интервале от 9,04 до 9,07Å, и параметром b в интервале от 9,12 до 9,14Å. Параметр b , определенный методом электронографии, равен 9,11Å и относится к смектиту. Подразделение смектитов на группы, вероятно, отражает этапы процесса смектитизации и подтверждает предположение о наследовании изменений, произошедших на суше (параметр b равный 9,04 - 9,07Å характерен для монтмориллонита), происходящих в морских условиях (параметр b 9,12-9,14Å, характерен для нонтронита).

Измененные разности обычно имеют вид хорошо окатанных зерен оранжевого, желтовато-бурого и черного цветов. Наибольшее распространение они получили среди реликтовых мелкозерни-

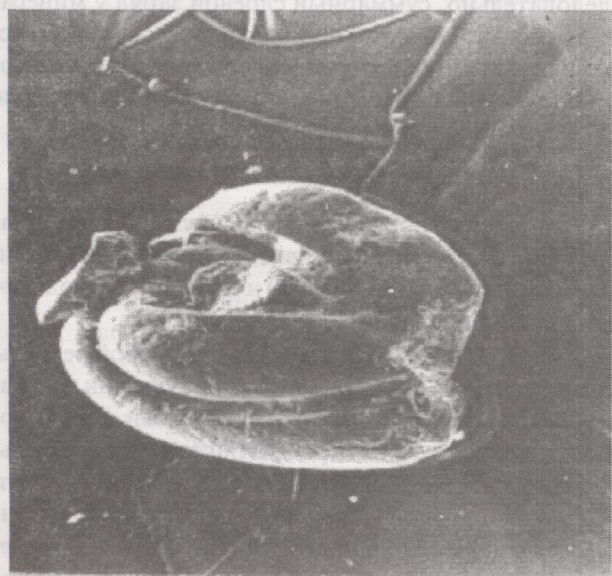
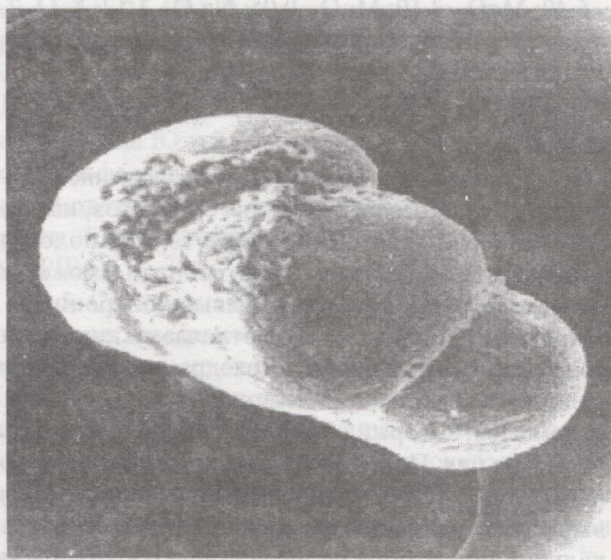


Рис. 7. Слепки раковин фораминифер, выполненные зеленым глинистым минералом типа нонтронита. Электронный сканирующий микроскоп, увеличение $\times 160$.

тых песков на внешней части шельфа. Поверхность зерен глянцевая гладкая, реже мелкобугорчатая. В начале профиля на обломках почти не наблюдается трещин, далее по профилю количество трещиноватых зерен возрастает до 50% и более. Трещины чаще неправильной, чем параллельной формы. Минеральный состав измененных обломков подобен таковому у неизмененных, но в первых больше гетита. Обломки, по-видимому, принесены р. Янцзы.

Слепки полостей раковин фораминифер представлены широким спектром разностей от зеленого, темно-зеленого до желтовато-белого цветов. Преобладают зеленые и светло-зеленые разности. В некоторых наблюдается изменение цвета от внешней части к внутренней через постепенные переходы. Во внутренней части окраска слепка более густая (зеленая и темно-зеленая), во внешней – более светлая (светло-зеленая и белая с желтоватым оттенком). Изменение цвета, вероятно, связано с диагенетическими преобразованиями глинистых минералов. Поверхность слепков гладкая, глянцевая, без трещин. Отсутствуют следы какой-либо слоистости. Форма слепка идеально копирует раковину (рис. 7). Когда они подвержены транспортировке, поверхность становится матовой, шероховатой, с извилистыми трещинами. Встречаются слепки, покрытые с поверхности железомарганцевой пленкой черного цвета, иногда бурыми окислами железа. Эти слепки (бурые и черные), как и вмещающие

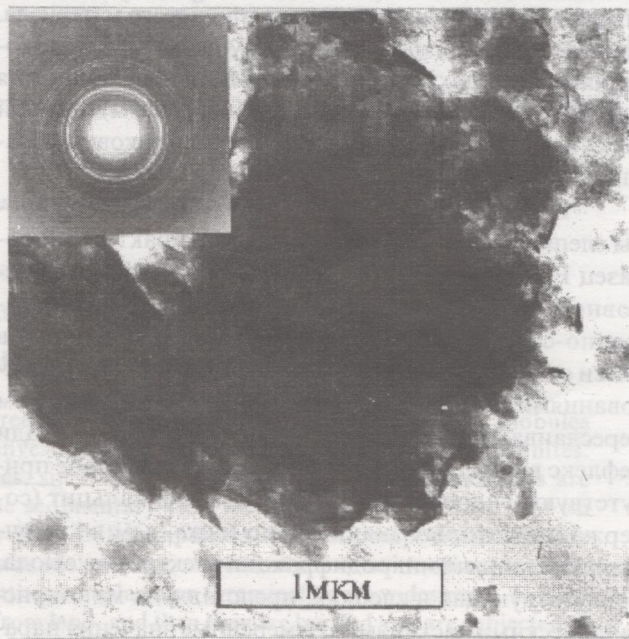


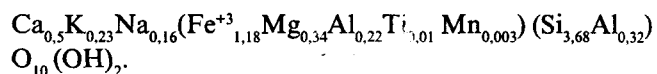
Рис. 8. Ст. 904\2. Спутанно-чешуйчатые частицы смектита, слагающего слепки раковин фораминифер. В левом углу дифракционная картина, полученная с данной частицы. Эталон - поликристаллическая пленка Al (кольцевые рефлексы сильной интенсивности).

их осадки, вероятно, реликтовые, позднплейстоценового возраста.

По линии профиля от устья р. Янцзы до 100-метровой изобаты слепки встречаются в единичных экземплярах (из-за высокой мутности воды и холодного течения фораминиферы в толще воды почти не развиваются). Наибольшее распространение слепки получили в осадках внешней части шельфа и материкового склона. На участке от 100-метровой изобаты до бровки шельфа их количество возрастает (до 2% и более). Гранулометрический и минеральный состав осадков внешней части шельфа свидетельствуют, что наряду с карбонатным материалом (в виде фораминифер) в него поступает и незначительная часть тонкого глинистого вещества - от 2 до 8-10,5% (станции 909, 912 и 913). Этого, по-видимому, достаточно, чтобы заполнить часть полых отмерших раковин глинистым материалом, который в дальнейшем и образует слепки. Повышенное количество фораминифер в осадках объясняется влиянием теплого течения Курисио [4], которое создает благоприятные условия для развития планктонных и бентосных форм, обогащающих терригенные осадки карбонатным материалом. Пески в этом районе слабоизвестковистые (содержание CaCO_3 до 30%), в электромагнитной подфракции количество фораминифер варьирует от 20 до 50%, часть из них оказывается со слепками внутри. Далее по профилю, на бровке шельфа (станции 908 и 909, рис. 1) слепки опять почти полностью исчезают (встречаются редкие экземпляры). Однако в осадке достаточно много фораминифер (70-80% в электромагнитной подфракции), но они почти все полые, вероятно, из-за отсутствия глинистого материала. На материковом склоне (ст. 904, глубина 750 м) в мелкозернистых песках слепков уже около 5%, а у подножия материкового склона (ст. 902, глубина 1670 м) прослой песка почти на 70-80% состоит из слепков раковин фораминифер.

Рентгеноструктурный анализ порошковой пробы слепков с внешней части шельфа (характерный образец E21/1, рис. 4,3) свидетельствует, что они, в основном, состоят из смектита (рефлекс $13,4\text{\AA}$ в воздушно-сухом состоянии и $17,2\text{\AA}$ - в насыщенном) в смеси с неупорядоченными смешаннослойными образованиями типа смектит-гидрослюда с соотношением переслаивающихся пакетов 70:30 (малый по площади рефлекс в области 10\AA). В виде примеси в пробе присутствуют гидрослюда, хлорит, кварц и кальцит (содержание которых значительно ниже, чем в комочках). По данным микродифракции электронов слюда, присутствующая в слепках, представлена монокристаллическими частицами. Измеренные значения параметра b отдельных частиц изменялись от $8,92$ до $9,06\text{\AA}$. Спутанно-чешуйчатые поликристаллические частицы смектита имели параметр b от $9,14$ до $9,19\text{\AA}$. Параметр b по данным электронографии равен $9,15\text{\AA}$

и соответствует смектиту. На материковом склоне (ст. 904, обр. 904/2) минеральный состав слепков подобен вышеописанному (рис. 4,4), но смектит имеет более высокую степень кристалличности и более упорядочен (острее, симметричнее и выше пики). Соотношение же переслаивающихся компонентов в смешаннослойных образованиях типа смектит-гидрослюда такое же, как и обр. E21/1. Смектит (рис. 8) по данным электронной микроскопии является основной фазой в образце 904/2. Кольцевые электронограммы частиц смектита отражают их поликристаллическое строение. Измеренные значения параметра b изменялись от $9,10$ до $9,13\text{\AA}$. Параметр b , определенный методом электронографии, равен $9,11\text{\AA}$, что характерно для нонтронита. По данным химического анализа (в %: SiO_2 - 50,1; TiO_2 - 0,20; Al_2O_3 - 6,22; FeO_3 - 21,25; CaO - 6,40; MgO - 3,10; MnO - 0,05; Na_2O - 1,12; K_2O - 2,49) была рассчитана формула минерала, имеющая следующий вид:



Согласно классификации предложенной В.А.Дрицем и А.Г.Коссовской [2] для смектитов, исследуемый минерал занимает промежуточное положение между Fe-Al-бейделлитом и нонтронитом и может быть отнесен к группе тетракремниевых нонтронитов. От тетракремнийнонтронита он отличается пониженным содержанием кремния в тетраэдрах, а от высокозарядного тетракремнийнонтронита - повышенным зарядом слоя, который обусловлен в основном содержанием кальция. Подобный высокий заряд слоя, вероятно, следует считать ошибочным, поскольку минерал выполняет раковины фораминифер и избавиться от кальция при отборе не представляется возможным. Следовательно, суммарный слоевой заряд у минерала, в действительности, несколько ниже, и по всем остальным характеристикам (содержание железа, алюминия, кремния, значение параметра b в интервале $9,11$ - $9,18\text{\AA}$) он близок нонтрониту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Зеленые образования в осадках шельфа и материкового склона представлены двумя разностями: обломками пород (комочками) и слепками, выполняющими полости раковин фораминифер.

2. Обломки пород представляют собой реликты осадочных толщ, размываемых как на суше, так и на материковом склоне. Генезис их терригенный. Они выносятся в прибрежную часть рекой Янцзы и далее по шельфу разносятся морскими течениями. С верхней части материкового склона они перемещаются вниз придонными течениями и турбидитными потоками. Они имеют поликомпонентный минеральный состав и сложены хлоритом, гидрослюдой и смектитом двух генераций, что, вероятно, говорит о реликтовом характере в на-

ЛИТЕРАТУРА

следовании изменений (поставка монтмориллонита, а затем его трансформация в нонтронит). В качестве примеси присутствуют смешаннослойные образования типа гидрослюда-сметтит. Терригенный генезис обломков подтверждается также находкой каолинита в ассоциации с хлоритом (рис. 5).

3. Зеленые слепки полостей раковин получили наибольшее распространение в осадках на внешней части шельфа и материковом склоне, где широко развиты бентосные и планктонные фораминиферы. Полые раковины заполняются тонким пелитовым (глинистым) материалом, приносимым с суши, а затем захороняются и подвергаются диагенетическому преобразованию. Основным минералом, слагающим слепки, является сметтит типа нонтронита. Смешаннослойные образования типа сметтит-гидрослюда содержатся приблизительно в количестве 25-40%. В качестве терригенных примесей присутствуют гидрослюда, хлорит, кварц и кальцит. Генезис слепков осадочно-диагенетический.

4. Изученные авторами зеленые глинистые образования на Южно-Китайском и Восточно-Китайском шельфе нельзя назвать глауконитами, т.к. они не отвечают критериям, предложенным Бакли [5], общепринятой номенклатуре Е.Одома [10] и рекомендаций АРИЕА.

5. Слепки, найденные в Восточно-Китайском море, по минеральному составу, морфологии, условиям захоронения не отличаются от таковых в Южно-Китайском море. Естественно предположить наличие единого механизма трансформации пелитоморфного и рентгеноаморфного вещества в диоктаэдрический сметтит типа нонтронита в полостях раковин фораминифер на ранней стадии диагенеза в присутствии органического материала.

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: сметтиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
3. Марков Ю.Д., Можеговский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южно-вьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литология и полез. ископаемые. 1996. N4. С. 350-358.
4. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 631 с.
5. Buckley H. A., Bevan J.C., Brown K.M., Johnson L.R., Farmer V.C. // Mineral. Mag. 1978. 42. P. 373-382.
6. Geology of the East China Sea (Ed.: Qin Yunshan, Chen Lirong, Zhao Yiyang, Zhao Songling) // Science Press. 1987. 290 p.
7. Marine atlas of Bohai Sea, Yellow Sea, East China Sea // China Ocean Press. Beijing. 1990. 82 p.
8. Niino H., Emery K.O. Sediment of Shallow Portions of East China Sea and South China Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72. P. 731-762.
9. Nishiwaki Ch. (Chairman). Geological Map of the Circum Pacific Region: Northwest Quadrant. USA. Tulsa, Oklahoma. 1984.
10. Odom E. Glauconite and celadonite minerals. In: "Micas", Reviews in mineralogy, 1984, v. 13, Ch. 13, p. 545-572.
11. Symposium on Research Reports on the Sea Area of South China Sea. 1982. Part 2 and 2. P. 25-128.
12. Wang X., Liang J. Study of factors controlling heavy mineral distribution on the East China Sea continental shelf by using statistical analyses // Acta Oceanol. Sin. 1982. 4. P. 65-77.
13. Wang X., Ma K., Chen J. et al. Clastic minerals in surface sediments from the East China Sea and their geological significance // Mar. Geol. Quater. Geol. 1984. 4. P. 43-55.

Поступила в редакцию 21 октября 1996 г.

Yu.D.Markov, A.V.Mozherovsky, N.N.Barinov, N.A.Sereda

Green clay minerals in the sediments of the East China Sea

Shelf and continental slope sediments often contain green clay assemblages represented by pellets, globules and casts of Foraminifera shell cavities. The previous investigators described them as authigenic glauconites. The present authors do not agree with this systematics, since they believe that shell pellets and casts are formed in different ways. Rock clasts are relics of the sedimentary unit washed out both on land and on continental slope. Their genesis is terrigenous. They have polycomponent mineral composition and are represented by chlorite, hydromica and smectite. Green casts of shell cavities are most common in sediments on the outer side of the shelf and on continental slope, where benthos and plankton foraminifers are widespread. Hollow shells are filled with thin pelitic (clay) stuff transported from land, and then they are buried and are subjected to diagenetic transformation. The main mineral forming casts is dioctahedral smectite of nontronite type.

ПЕРВАЯ НАХОДКА РАННЕПЕРМСКОГО ГОНИАТИТА В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ

Ю.Д. Захаров*, А.В. Олейников**, Г.В. Котляр***, В.И. Бураго**, В.С. Руденко*,
Э.А. Доруховская **

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

** Приморский геологический комитет, г. Владивосток

*** Всесоюзный геологический институт, г. Санкт-Петербург

Впервые палеонтологически обосновывается раннепермский (кунгурско-раннеуфимский) возраст морских отложений, залегающих на гранитоидах левобережья р. Партизанской (руч. Пильников, левобережье р. Икрянка, Капреевская Падь) в Южном Приморье. Установлено присутствие нижнепермских континентальных отложений в этом регионе. Приведено описание нового вида гониатита, принадлежащего к роду *Epijuresanites* (*Spirolegoceratidae*).

К числу известных древнейших представителей пермских амmonoидей Южного Приморья до сих пор относился гониатит роадского (кубергандинского) возраста, встреченный Ю.В. Барвинком в аллювии руч. Лагерного (бассейн р. Арсеньевки), в поле распространения отложений низов владивостокского горизонта. Более точная стратиграфическая привязка данной формы не установлена. Позднепермский (роадский) возраст гониатита принимается на основе представительных данных по соседним регионам [1,2] (первоначально предполагалось, что низы владивостокского горизонта соответствуют ворду). Найденная форма была выделена Ю.Н. Поповым [18] в новый род и вид - *Daubichites orientalis* Popow семейства *Paragastrioceratidae*. В дальнейшем в более высоких горизонтах верхней перми Приморья были обнаружены кептенские (мидийские) [10,21], джультинские [7,9] и чансинские (дорахамские) [8,15,24-26] амmonoидеи.

В настоящей статье приводятся данные о раннепермском гониатите *Epijuresanites pilnikovensis* sp. nov., найденном Никитой Олейниковым в Партизанском районе Южного Приморья в 1995 году, и о недавно обнаруженных раннепермских фаунистических и флористических комплексах левобережья р. Партизанской в целом.

Описанный гониатит и изображенные на таблице радиолярии хранятся в Дальневосточном геологическом институте (ДВГИ) ДВО РАН под номерами 825 и 974 соответственно.

Авторы признательны за консультацию П.Л. Неволину, автору первых находок беспозвоночных в пермских отложениях руч. Пильников.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ВИДОВОМ СОСТАВЕ И СИСТЕМАТИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ РОДА *EPIJURESANITES*

Род *Epijuresanites* был установлен Ю.Н. Поповым [19] на материале единственного вида - *E.*

musalitini Popow из отложений тумаринской свиты кунгурского яруса Западного Верхоянья (р. Тумара). Позднее этот вид был обнаружен В.Г. Ганелиным в озернинской пачке бассейна р. Зырянка и в слое 4 средней подсвиты джигдалинской свиты правобережья руч. Правый Водопадный (Омолонский массив) [1,11]. Совместно с *E. musalitini* в слое 4 среднеджигдалинской подсвиты были найдены и некоторые другие виды амmonoидей - *Daraelites* sp., *Neouddenites orientalis* Bogosl., *Tumaroceras zavodovskiyi* (Popow), *Epijuresanites?* sp., *Uraloceras* sp., а также брахиоподы зоны *Megousia kuliki* - *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm.), *Leiorhynchoidea* aff. *ripheica* (Step.) (= *Rhynoleichus subglobosus* Abr. et Grig.), *Tomioipsis taimyrensis* Tschernjak и двустворки зоны *Aphanaia andrianovi* [6].

Второй вид рода *Epijuresanites* - *E. kolymaensis* Andrianov, установленный впоследствии В.Н. Андриановым [1], происходит также из озернинской пачки бассейна р. Зырянка (обнаружен в руч. Фауновый).

Новый вид *Epijuresanites* - *E. pilnikovensis* Zakharov из Приморья по форме раковины и строению лопастной линии имеет наибольшее сходство с типовым видом, отличаясь в основном более выраженной радиальной ребристостью раковины и большим врезом вторичной умбиликальной лопасти в наружной части лопастной линии. Ю.Н. Попов рассматривал описываемый им новый род в составе семейства *Metalegoceratidae*. Однако более убедительным представляется мнение В.Е. Руженцева [20] и М.Ф. Богословской [3] о принадлежности его семейству *Spirolegoceratidae*. Род, установленный Ю.Н. Поповым [19], является, очевидно, наиболее примитивным представителем *Spirolegoceratidae* [23]; можно предполагать, что это непосредственный предок роадского *Sverdrupites*.

ПОЛОЖЕНИЕ СЛОЯ С *Epijuresanites pilnikovensis* В РАЗРЕЗЕ

В русле руч. Пильников, расположенного южнее горы Орел на левобережье р. Партизанской (рис. 1 и 2), непосредственно на размытой поверхности таудеминских гранитоидов залегают следующие отложения (снизу вверх):

1. Конгломераты с алевритовым цементом и песчаники (галька конгломератов представлена кремнями, гранитоидами, кислыми эффузивами). Около 1-2 м (рис. 3).

2. Алевролиты черные, с конкрециями и линзами известково-мергелистого состава. Около 15 м.

В одной из конкреций (P-307) встречен гониатит *Epijuresanites pilnikovensis* sp. nov. Из других конкреций этого же стратиграфического уровня собраны многочисленные остатки брахиопод - *Rhynchopora variabilis* Stuckenbergh, *Rh. nikitini* Tschernyschew, *Rhynoleichus subglobosus* Abramov et Grigorjeva, *Ingelarellaatlanicha* (Kotlyar), *Primorewia* sp., *Cleiothyridina* cf. *bajkurica* (Tschernjak), гастропод и двустворок - *Nuculana* sp. cf. *N. sinuata* (Dembskaja), *Atomodesma*? sp. indet., *Aviculopecten* sp., *Streblopteria pusilla* (Schlothheim), *Schizodus* aff.

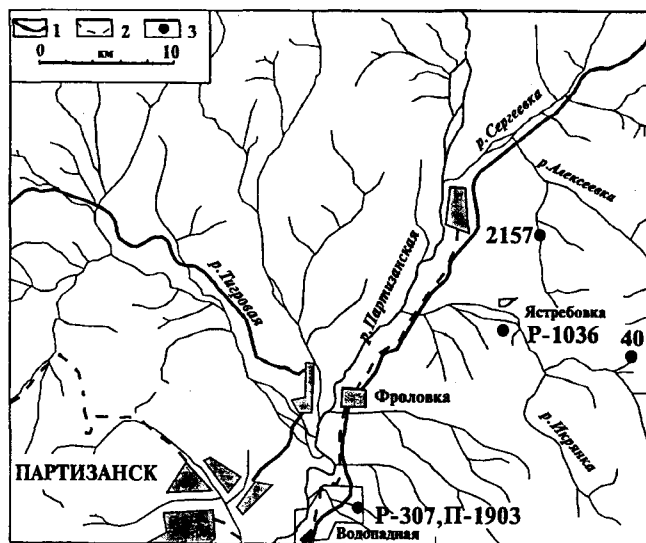


Рис. 1. Местонахождения беспозвоночных и растений раннепермского возраста в Южном Приморье:

P-307, П-1903 - руч. Пильников (морские отложения с брахиоподами и моллюсками), P-1036 - левобережье р. Икрянка (морские отложения с радиоляриями и губками), 2157 - руч. Капreeва Падь (морские отложения с брахиоподами), 40 - руч. Минотавр (континентальные отложения с растительными остатками). Обозначения: 1 - шоссейная дорога, 2 - железная дорога, 3 - место находок. Контур в районе руч. Пильников фиксирует очертания схематической геологической карты, изображенной на рис. 2.

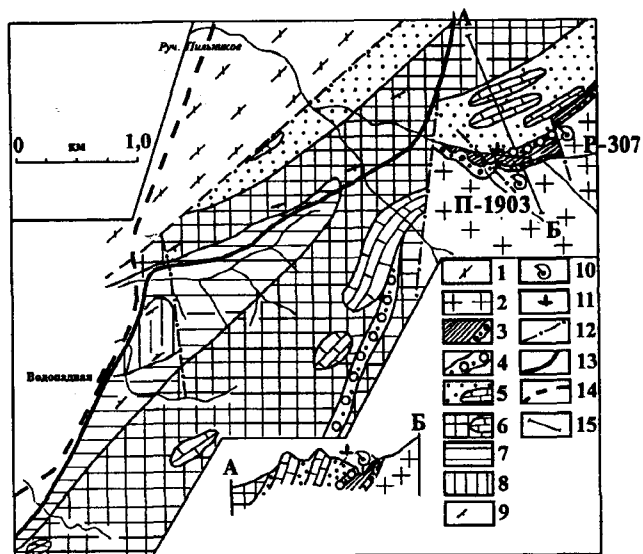


Рис. 2. Схематическая геологическая карта левобережья р. Партизанской (район руч. Пильников и станции Водопадная).

Гора Орел располагается в 1,0 км севернее рамки. Обозначения: 1 - сергеевские габроиды раннекембрийского возраста, 2 - таудеминские гранитоиды предположительно протерозойского возраста, 3 - пильниковские алевролиты с конкрециями (нижняя пермь, болорский ярус, слой с *Epijuresanites pilnikovensis*), 4 - конгломераты, перекрывающие пильниковские алевролиты (верхи нижней перми), а также конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, охарактеризованные сицинской флорой (слой с *Prinadaeopterus synica*), 5 - отложения чандалазской свиты с массивами известняков - мидийский ярус, 6 - отложения ястребовской свиты с конгломератами и массивами известняков - джульфинский и дорашамский (низы) ярусы, 7 - капreeвские алевролиты - дорашамский ярус (верхи), слой с *Huananoceras qianjiangense*, 8 - отложения песчанкинской свиты (норийский ярус), 9 - элементы залегания слоев, 10 - местонахождения моллюсков и брахиопод в районе руч. Пильников, 11 - местонахождения растительных остатков в районе руч. Пильников, 12 - разрывные нарушения, 13 - шоссейная дорога, 14 - железная дорога, 15 - линия АБ (линия составления изображенного разреза).

tabai (Hayasaka), *Permophorus*? sp. indet., *Praeundulomya petschorica* Muromzeva (П-1903).

3. Ритмическое переслаивание песчаников граувакковых, алевритистых, аргиллитов песчанитых, а также маломощных (1-2 см) прослоев антрацитов, составляющих со слоем 2 видимое целое. 25м.

4. Конгломераты и переслаивание песчаников и алевролитов с многочисленными отпечатками растений - *Paracalamites* sp. indet., *Annularia* sp., *Annulina* sp. indet., *Asterotheca primorskiensis* Burago, *Prynadaeopterus synica* (Zal.) Burago, *Pecopteris arcuata* Halle, *P. anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *P. compta* Radcz., *P. aff. imbricatella* (Stock. et Math.) Bour. et Doub., *P. (Ptychocarpus) cf. unita* Brongn., *Pecopteris* sp. nov., *Pecopteris* spp., *Cladophlebis melnikovii* Burago, *Cladophlebis* sp.

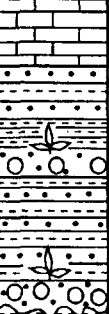
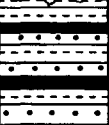
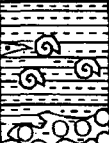
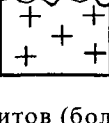
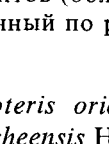
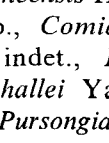
СИСТЕМА		Отдел	Ярус	Горизонт	Подгоризонт	Слон	Разрез	Мощность, м	Литологический состав и органические остатки
ПЕРМСКАЯ	Верхний	Мидийский	Чандалазский			<i>Prynadaopteris synica</i>		Более 60	Известняки
								20	Конгломераты, песчаники и алевролиты с растительными остатками
								15	Конгломераты, песчаники и алевролиты со скоплениями растительных остатков <i>Paracalamites, Annularia, Asteroteca, Prynadaopteris, Pecopteris, Cladoflebis, Callipteris, Comia, Pursongia, Pterophyllum, Cordaites, Rusfloria.</i>
								25	Песчаники, углистые аргиллиты, маломощные прослои антрацитов
	Нижний	Болорский	Абреский	Нижнеабресский		<i>Epijuresanites pilnikovense</i>		Более 15	Конгломераты с алевролитовым цементом, песчаники, алевролиты с конкрециями. <i>Epijuresanites pilnikovense</i> Zakharov, <i>Rhynchopora variabilis</i> Stuckenber, <i>Ingelarella atlantica</i> (Kotl.)
									Таудеминские гранитоиды (протерозой)

Рис. 3. Разрез пильниковских алевролитов (болорский ярус) и перекрывающих их отложений с растительными остатками сицинского типа, составленный по руч. Пильников (левобережье р. Партизанская).

nov., *Cladophlebis* sp. indet., *Callipteris orientalis* Zal., *C. sahnii* Zal., *C. ex gr. tangwangheensis* Huang, *Callipteris* sp. nov., *Callipteris* spp., *Comia congermana* (Zal.) Burago, *Comia* sp. indet., *Protoblechnum imazumii* Kon'no, *P. cf. hallei* Yabe et Oishi, *P. paulovii* (Zal.) Burago, *Pursongia* sp., *Pterophyllum* sp. indet., *Cordaites* sp. nov., *Cordaites* spp., *Rusfloria* spp., *R.?* ex gr. *vassilyevii* Zimina, *Crassinervia* sp. indet., *Zamiopteris* ex gr. *tajluganensis* Gorel., *Z. ex gr. schvedovii* Gor., *Zamiopteris* spp., *Psygmyphyllum* cf. *demetrianum* (Zal.) Burago, *Ginkgophytopsis?* sp. indet., *Rhipidopsis* sp. 1. (3014). 15м.

5. Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов. 20 м.

Алевролиты в нижней части пачки содержат остатки растений.

АНАЛИЗ ФАУНИСТИЧЕСКИХ И ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЗРЕЗА ПО РУЧ. ПИЛЬНИКОВ

Брахиоподы

Комплекс брахиопод, встреченный совместно с *Epijuresanites pilnikovensis* sp. nov. в основании пер-

мского разреза по руч. Пильников, аналогичен таковому из нижней подсвиты решетниковской свиты Западного Приморья (кл. Артиллерийский). Оба комплекса не отличаются большим систематическим разнообразием, что свойственно ассоциациям, близким к бореальному типу.

Наибольшее сходство они обнаруживают с брахиоподами джигдалинского горизонта Омолонского массива. Общими видами сравниваемых комплексов являются *Rhynchopora variabilis* Stukenberg, *Rh. nikitini* Tschernyschew., *Rh. loejaensis* Tolm., *Rhynoleichus subglobosus* Abr. et Grig., *Ingelarella atlantica* Kotlyar. (=?"*Tomiopsis taimyrensis*" Tschernjak) [6, 12-14].

В Южной Монголии аналогом рассматриваемого комплекса является ховсгольский комплекс [17]. Общими видами этих комплексов являются *Primorewia reshetnikovi* Licharev et Kotlyar, *Ingelarella atlantica* (Kotlyar) и *Cleiothyridina bajkurica* (Tschernjak).

В Печорской провинции с рассматриваемым комплексом коррелируются брахиоподы левкоркутской, а на Шпицбергене - старостинской свит.

Возраст всех упомянутых комплексов оценивается как кунгурский или как кунгурско-раннеуфимский. Стратиграфическое распространение брахиопод в отложениях района руч. Пильников в Южном Приморье, судя по приведенным данным, следует ограничить интервалом, охватывающим кунгурский ярус и нижнюю половину уфимского яруса (соликамский горизонт), что, по-видимому, соответствует болорскому ярусу области Тетис и ленерду Северной Америки.

Моллюски

Представители *Streblopteria pusilla* (Schlotheim), встреченные в описываемом разрезе, за пределами Приморья (Новая Земля, Печорский бассейн, Западное Верхоянье, Колымский массив) распространены только в отложениях кунгурского яруса [16]. Двустворки *Praeundulomya petschorica* Mironzeva Новой Земли и Печорского бассейна имеют более широкое стратиграфическое распространение, ограниченное кунгурским и уфимским ярусами [6]. Одна из форм раннепермских двустворок Приморья обнаруживает сходство с *Schizodus tobai* (Hayasaka) из средней части формации Каноккура (Шигеджизава) Японии [22], соответствующей, вероятно, гваделупской серии Северной Америки, но принадлежность ее к данному виду вызывает сомнения, поэтому она определена в открытой номенклатуре.

Гониатиты рода *Epijuresanites* за пределами Приморья обнаружены, как было показано выше, в пределах узкого стратиграфического интервала, соответствующего болорскому (кунгурскому) ярусу [1,6,19]. В кубергандинское (роадское) время *Epijuresanites* были, очевидно, замещены представителями рода *Sverdrupites*.

Растения

В растительном комплексе разреза по руч. Пильников (в заведомо верхнепермской части разреза) наиболее многочисленно и разнообразно в видовом отношении представлены папоротники, гинкгоопсиды и кордаитантовые. Для последних характерным является присутствие руфлорий и сульфидных кордаитов. По систематическому составу рассматриваемый флористический комплекс соответствует позднепермской сицинской тафофлоре, широко распространенной, по мнению В.И. Бураго [15], в чандалазском горизонте верхней перми. Однако существует и иное мнение по этой проблеме. Сицинский флористический комплекс, по данным В.Г. Зиминой [27], принадлежит, скорее всего, более древнему (владивостокскому) горизонту, соответствующему, по нашим представлениям, роад-вордскому (кубергандинско-мургабскому) или роад-раннекептенскому (кубергандинско-раннемидийскому)

времени. В такой оригинальной трактовке, требующей проверки, стратиграфическое зияние, намечающееся между нижнепермскими и верхнепермскими флороносными слоями, в описываемом разрезе сводится к минимуму (возможно соответствует интервалу яруса или его части).

Заключение

В итоге можно говорить, очевидно, о кунгурско-раннеуфимском (болорском или ленердском) возрасте беспозвоночных, встреченных в основании пермской толщи района руч. Пильников в Южном Приморье.

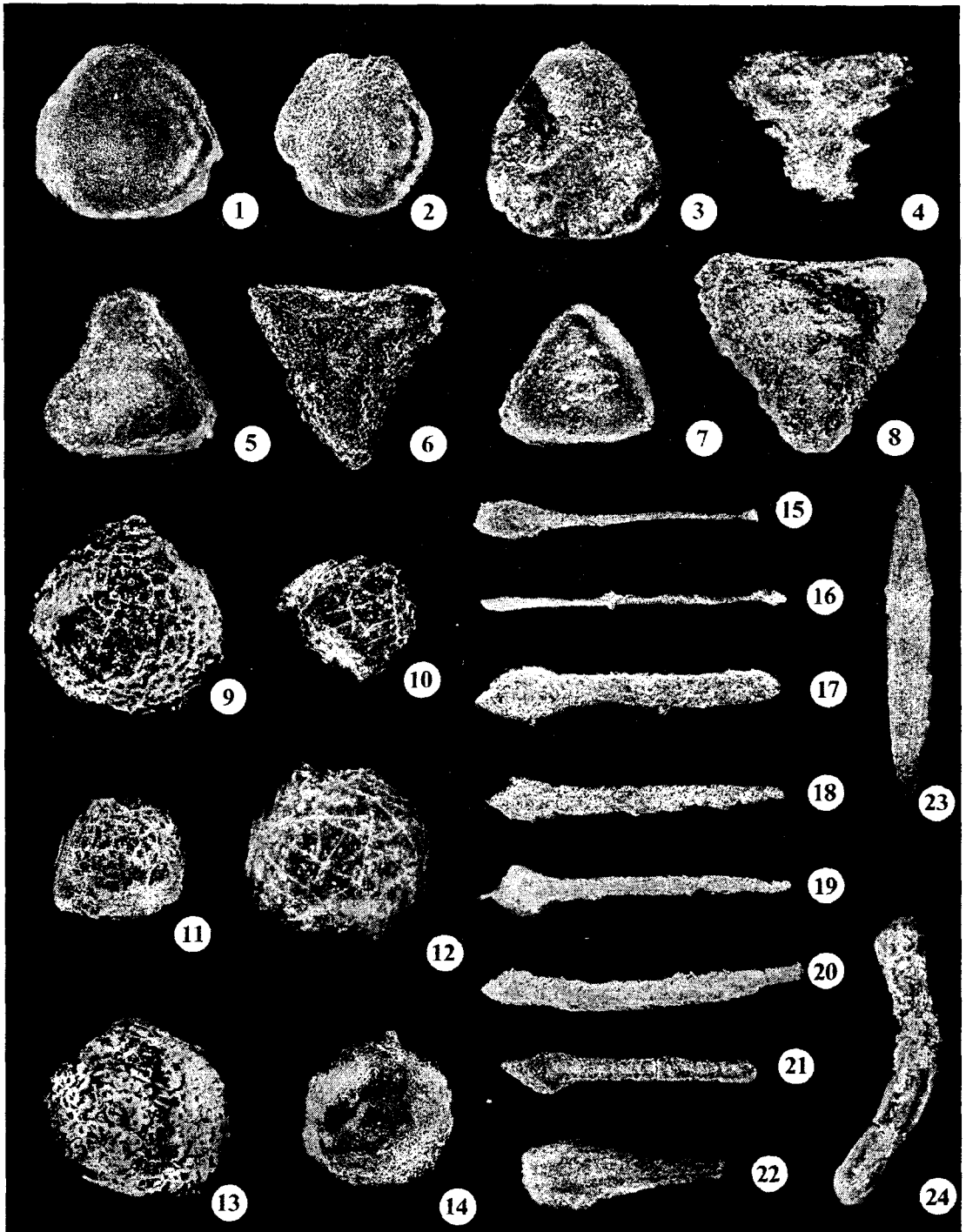
Присутствие морских отложений раннепермского возраста в бассейне р. Партизанской подтверждается недавней находкой на левобережье р. Икрянка (район с. Ястребовка) (см. рис. 1) раннепермских радиолярий, представленных ставроконными и сферическими формами: *Latentifistulidae* (*Latentifistula* sp., *Quadriremis* sp., *Tormentidae* (*Tormentum* spp., *T. narthecium* Nazarov et Ormiston), *Ruzhencevispongidae* (*Ruzhencevispongus* sp., *Tetratormentum* sp.), *Sphaeroidea* (*Entactinosphaera* ? sp., *Entactinia* sp., *Copiellintra* sp., *Copycintra* sp., *Polyentactinia* sp.) и др. (таблица). Совместно с ними встречены монаксонные спиккулы губок *Demospongiae*, указывающие на относительную мелководность морского бассейна. Радиолярии установлены в фосфатно-карбонатных конкрециях среди черных алевролитов (мощностью около 20 м) в изолированном обнажении.

Присутствие морских отложений раннепермского возраста предполагается и в третьем пункте левобережья р. Партизанской (Капреевская Падь). В коллекции брахиопод, собранной в низах пермской толщи района Капреевской Пади (см. рис. 1), Б.В. Кочиркевичем были определены следующие формы спириферид и продуктид: *Canocrinella* sp., *Neospirifer* sp., *Spiriferella* sp., ?*Cleiothyridina* sp. Все эти формы, по мнению Б.В. Кочиркевича, космополитны, возрастной диапазон распространения их довольно широкий - поздний палеозой; совместное распространение представителей этих родов обычно для чандалазского горизонта Южного Приморья; вместе с тем, этим исследователем не исключается возможность того, что возраст отложений, вмещающих этот комплекс, более древний (комплекс обнаруживает некоторое сходство с дочандалазскими фаунами Монголии).

Континентальные отложения раннепермского возраста в рассматриваемом районе установлены в изолированном обнажении в бассейне р. Икрянка (руч. Минотавр) (см. рис. 1). Они представлены песчаниками с редкими маломощными прослоями серых песчаных алевролитов, содержащих много-

Таблица.

Раннепермские радиолярии и спикулы кремнистых губок из фосфатно-карбонатных конкреций пильниковских алевролитов (болорский ярус) левобережья р. Икрянка (см. рис. 1, Р-1036)



Фиг. 1 - *Tormentum* sp. 1, №4570/974, x50. Фиг. 2 - *Tormentum* sp. 2, №4569/974, x50. Фиг. 3 - *Tormentum narthecium* Nazarov et Ormiston, № 4566/974, x50. Фиг. 4 - *Tormentum* ? sp., № 4601/974, x110. Фиг. 5-6 - *Tormentum* sp. 3, № 4501/974, x110; 6 - *Tormentum* sp. 3, № 4562/974, x110. Фиг. 7 - *Tormentum* sp. 4, № 4573/974, x110. Фиг. 8 - *Tormentum* sp., № 4560/974, x110. Фиг. 9, 10, 12 - *Polyentactinia* ? sp., № 4574/974, x170; 10 - *Polyentactinia* ? sp., № 4594/974, x110; 12 - *Polyentactinia* ? sp., № 4600/974, x170. Фиг. 11 - *Entactinia* sp., № 4578/974, x 110. Фиг. 13 - *Copycintra* ? sp., № 4596/974 x 170. Фиг. 14 - *Entactinia* ? sp., № 4590/974, x 80. Фиг. 15 - 22 - лопасти *Latentifistulidae*: 15 - № 4565/974, x50, 16 - № 4606/974, x37, 17 - № 4608/974, x80, 18 - № 4576/974, x50, 19 - № 4595/974, x50, 20 - № 4613/974, x50, 21 - № 4577/974, x50, 22 - № 4605/974, x110. Фиг. 23-24 - спикулы кремнистых губок *Demospongiae*: 23 - № 4591/974, x110, 24 - № 4589/974, x 110.

численные растительные остатки - *Paracalamites* sp. indet., *Sphenopteris* sp. indet., *Pecopteris* sp. indet., *Glottophyllum* sp. indet., *Cordaites* cf. *primorskiensis* Zimina, *C.* cf. *latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites* spp., *Rufioria* aff. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Rufioria* sp. indet., *Evenkiella schortnotensis* Gorel., *Evenkiella* sp. indet., *Crassinervia* sp., *Lepeophyllum?* ex gr. *trigonum* Neub., *Vojnovskya* sp., *Nephropsis* sp. indet., *Zamiopteris daubichites* Burago, *Z.* cf. *schmalhausenii* Schved., *Z.* cf. *longifolia* Schved., *Z.* cf. *glossopteroides* Schmal., *Zamiopteris* sp. 1, *Zamiopteris* sp. 2, *Wattia?* sp. indet., *Samaropsis* ex gr. *frigida* Neub., *S.* ex gr. *danilovii* Such., *Cordaicarpus* sp., *Carpolithus* sp. indet. По видовому составу этот флористический комплекс соответствует конюшковской-нижнепоспеловской тафофлоре Приморья [4,5].

Нижнепермские отложения на левобережье р. Партизанской, судя по приведенным данным, образовались в краевой части мелководного морского бассейна.

СЕМЕЙСТВО SPIROLEGOCERATIDAE NASSICHUK, 1970

Род *Epijuresanites* Popow, 1970

Epijuresanites pilnikovensis Zakharov, sp. nov.

Голотип - ДВГИ, № 90/825; Южное Приморье, руч. Пильников, левый приток р. Партизанской; нижняя пермь, болорский (кунгурский) ярус, пильниковские алевролиты (слой с *Epijuresanites pilnikovensis*).

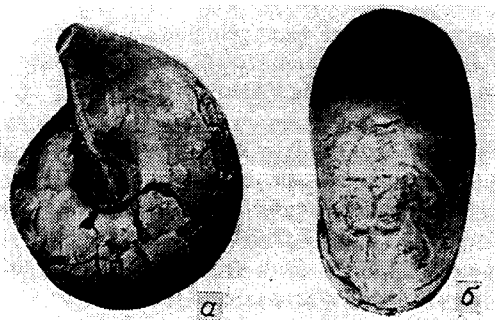


Рис. 4. *Epijuresanites pilnikovensis* Zakharov, sp. nov., голотип № 90/825, x 1; левобережье р. Партизанская, руч. Пильников, в 1,0 км от шоссе; нижняя пермь, болорский (ленердский) ярус.

Форма (рис. 4). Раковина субпахиконовая, полуинволютная, с выпуклой вентральной стороной. Вентральные перегибы не выражены (боковые и вентральные стороны сливаются плавно). Боковые стороны слабовыпуклые; наибольшая ширина

Размеры (мм) и соотношения:

№ экз.	Д	В	Ш	Ду	В/Д	Ш/Д	Ду/Д
Голотип	90/825	59,5	27,0	31,0	16,0	0,45	0,52
тип							0,27

раковины приходится на приумбиликальную часть. Умбиликус умеренно широкий с округленным краем и довольно высокой стенкой.

Скульптура. Поверхность раковины сетчатая. Наиболее выражены радиальные элементы, представленные пологими ребрами и редкими пережимами, образующими вентральный выступ.

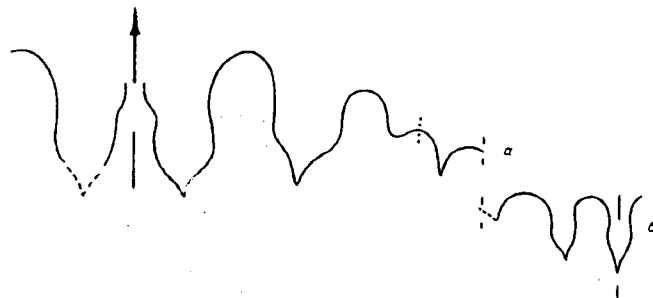


Рис. 5. Лопастные линии *Epijuresanites pilnikovensis* Zakharov, sp. nov., голотип № 90/825:

а - наружная часть лопастной линии при В=25,5 мм и Ш=30,0 мм, б - лопастная линия дорсальной стенки при В=18,0 мм и Ш=30 мм; руч. Пильников, болорский ярус.

Лопастная линия (рис. 5). Вентральная лопасть весьма широкая, разделенная высоким седлом на две ветви с приостренными основаниями. Боковая лопасть шире, чем каждая из ветвей вентральной лопасти, также приостренная в основании.

Умбиликальная лопасть трехраздельная, первичная умбиликальная лопасть клиновидная, более глубокая, чем вторичные умбиликальные лопасти. Внутренняя боковая и дорсальная лопасти узкие, приостренные в основании.

Сравнение. От наиболее близкого по форме раковины *Epijuresanites musalitini* Popow из болорского яруса Якутии отличается несколько большей эволютностью раковины, наличием пережимов на молодых оборотах раковины, более выраженной радиальной ребристостью и более глубокими вторичными умбиликальными лопастями лопастной линии.

Распространение. Болорский (кунгурский) ярус Южного Приморья.

Материал. 1 экз. встречен в известковистой конкреции среди пильниковских алевролитов руч. Пильников (сборы Н.А. Олейникова, 1995 г., пол. № 307).

Project n. 359 IGCP

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180с.
2. Богословская М.Ф. Аммоноидеи // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР // Л.: Недра, 1984 С. 248-257. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; Т. 286).
3. Богословская М.Ф., Павлова Е.Е. О развитии аммоноидей семейства *Spirolegoceratidae* // Палеонтол. журн. 1988. №2. С. 111-114.
4. Бураго В.И. Представители рода *Comia* в пермских отложениях Приморья // Палеоботаника и фито-стратиграфия Востока СССР / Владивосток, 1983. С. 17-43.
5. Бураго 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.
6. Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990.С. 102-117. (Труды МСК; Т. 21).
7. Захаров Ю.Д. Новые пермские циклолобиды (*Goniatitida*) юга СССР // Палеонтол. журн. 1983. № 2. С. 126-130.
8. Захаров Ю.Д., Котляр Г.В., Олейников А.В. Позднедорашамские (позднечансинские) беспозвоночные Дальнего Востока и особенности вулканизма рубежа перми и триаса в Западной Циркум-Пацифики // Тихоокеан. геология. 1996. № 1. С. 40-50.
9. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Первая находка араксocerатид в перми восточной части СССР. Владивосток, 1986. С. 74-85.
10. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Пермские цефалоподы Приморья и проблема зонального расчленения перми Тетической области // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток, 1986. С. 5-32.
11. Кашик Д.С. Опорный разрез перми по руч. Водопадному // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 23-70. (Труды МСК; Т. 21).
12. Котляр Г.В. Сопоставление верхнепермских отложений Южного Приморья с одновозрастными образованиями Тетической и Бореальной областей // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток, 1978. С. 5-23.
13. Котляр Г.В., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Пермская система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 76-85.
14. Котляр Г.В., Ганелин В.Г. Пермь. Межрегиональная корреляция стратифицированных образований и развитие осадконакопления в геологической истории территории СССР // Геологическое строение и минералогия СССР. Т. 10. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 180-185.
15. Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 184с.
16. Муромцева В.А., Гуськов В.А. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 155с.
17. Павлова Е.Е., Мананков И.Н., Морозова И.П. и др. Пермские беспозвоночные Южной Монголии // Совместная Советско-Монгольская палеонтол. экспед. М. Наука, 1991. 173с. (Труды; Вып. 40).
18. Попов Ю.Н. Новый род *Daubichites* семейства *Paragastrioceratidae* // Палеонтол. журн. 1963. № 2. С. 148-150.
19. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья/ Труды НИИГА. 1970. Т. 154. С. 113-140.
20. Руженцев В.Е. О семействах *Paragastrioceratidae* и *Spirolegoceratidae* // Палеонтол. журн. 1974. № 1. С. 19-29.
21. Руженцев В.Е. Позднепермские аммоноидеи на Дальнем Востоке // Палеонтол. журн. 1976. № 1. С. 36-68.
22. Nakazawa K., Newell N.D. Permian bivalves of Japan // Mem. Fac. Sci., Kyoto University, Ser. Geol. Mineral. 1968. V. 35, № 1. P. 1-108.
23. Nassichuk W.W. Permian ammonoids in the Arctic region of the world // *The Permian of Northern Pangea*. 1995. 1. P. 210-235.
24. Zakharov Y.D. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation // *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and Regional Geology 2*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. P.46-55.
25. Zakharov Y.D., Kotlyar G.V., Oleinikov A.V. Late Dorashamian (Late Changxingian) invertebrates of the Far East and Permian to Triassic volcanism in the Western Circumpacific // *Geol. of Pac. Ocean*. 1995. Vol. 12. P. 47-60.
26. Zakharov Y.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East // *Pangea: Global environments and resources*. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. P. 845-856.
27. Zimina V.G. Sitsa flora from the Permian of South Primorye // *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circumpacific events and their global correlation*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997.

Поступила в редакцию 18 сентября 1996 г.

Yu.D.Zakharov, A.V.Oleinikov, G.V.Kotlyar, V.I.Burago, V.S.Rudenko, E.A.Dorukhovskaya

The first find of Early Permian goniatite in South Primorye

For the first time is paleontologically substantiated the Early Permian (Kungurian - Early Ufimian) age of marine sequences overlying Taudemi granitoids on the left bank of the Partizanskaya River (Pilnikov Brook, left bank of the Iskryanka River, Kapreevskaya Pad River) in South Primorye. Terrestrial Lower Permian deposits are recorded in this region. A new species of goniatite of the genus *Epijuresanites* (*Spirolegoceratidae*) is described.

НЕКРОЛОГ

Иван Николаевич Говоров
(1920-1997 г.г.)

Геологическая наука России, Дальневосточное отделение РАН, Дальневосточный геологический институт понесли невосполнимую утрату - 17 августа с.г. после тяжелой болезни скончался Иван Николаевич Говоров - прекрасный человек, выдающийся ученый - профессор, заслуженный деятель науки РСФСР, академик РАЕН и Петровской Академии, доктор геолого-минералогических наук. Для многих, не только в России и странах СНГ, но и за их рубежами, он был добрым другом, дорогим и любимым учителем, верным коллегой.

Иван Николаевич Говоров родился 11 сентября 1920 г. в одной из деревень Орловской области. После ранней смерти отца, его мать с тремя детьми переехала в Москву. Работала уборщицей, медицинской сестрой, но сумела дать высшее образование своим детям. В 1939 г. Иван Николаевич поступает на геолого-почвенный факультет Московского государственного университета. В начале войны он, как и большинство его сверстников, участвует в создании оборонительного пояса столицы, защите ее от воздушных нападений. За это он награжден медалью в честь 800-летия Москвы. В 1943 г. И.Н. Говоров с отличием оканчивает МГУ и направляется геологом в Мамскую экспедицию треста "Сибгеолнеруд", а в 1946 г. - поступает в аспирантуру Института геологических наук АН СССР. В 1949 г. по окончании аспирантуры Иван Николаевич принимает решение - работать на Дальнем Востоке. Несмотря на завидные предложения, этому выбору он не изменил и в дальнейшем - отдал делу геологического изучения Дальнего Востока и Тихого океана всю свою жизнь.

В 1950 г. И.Н. Говоров защитил кандидатскую диссертацию по минералогии вольфрамовых руд Сартардонского месторождения в Средней Азии. В дальнейшем научная деятельность его связана только с ДВ филиалом АН СССР - ДВО РАН и исключительно с ДВГИ, где Иван Николаевич был заместителем директора, заведующим отделом, лаборатории минералогии и геохимии, а в последние годы - главным научным сотрудником. Много сил и времени было отдано становлению геологической науки. В ДВ филиале АН СССР, при его активном участии, геологический отдел становится первым академическим институтом на Дальнем Востоке. Много сил было затрачено и на создание аналитической базы с использованием спектрального, рентгеноструктурного и других методов анализов.

Научные исследования И.Н. Говорова охватили самые разные разделы геологии. Они начинались изучением новых для страны редкометалльно-флюоритовых месторождений в Приморье, разведка которых только начиналась и привела позднее к организации Ярославского ГОКа, дававшего еще недавно до 60% производимого в стране флюоритового концентрата. Кроме полной минералогической характеристики руд, был установлен ряд новых минералов и впервые в мире описан процесс грейзенизации карбонатных пород. В 1953 г. за эти исследования И.Н. Говоров был удостоен премии Президиума АН СССР.

Одна из важнейших в эндогенной металлогении проблем - проблема рудоносности гранитной магмы - рассмотрена им в серии работ, посвященных химизму рудоносных растворов, выделению геохимических полей и их различных типов, а также разработке способа количественного расчета ионно-минеральных равновесий в гидротермальных условиях. Результаты этого этапа научного пути И.Н. Говорова обобщены в 1974 г. в докторской диссертации "Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами".

Дальнейшее развитие исследований И.Н. Говорова связано с геохимическими проблемами. Изучая геохимию и химию соединений редких и тяжелых металлов, он стал пионером экспериментальных исследований на Дальнем Вос-



НЕКРОЛОГ

Иван Николаевич Говоров (1920-1997 г.г.)

Геологическая наука России, Дальневосточное отделение РАН, Дальневосточный геологический институт понесли невосполнимую утрату - 17 августа с.г. после тяжелой болезни скончался Иван Николаевич Говоров - прекрасный человек, выдающийся ученый - профессор, заслуженный деятель науки РСФСР, академик РАЕН и Петровской Академии, доктор геолого-минералогических наук. Для многих, не только в России и странах СНГ, но и за их рубежами, он был добрым другом, дорогим и любимым учителем, верным коллегой.

Иван Николаевич Говоров родился 11 сентября 1920 г. в одной из деревень Орловской области. После ранней смерти отца, его мать с тремя детьми переехала в Москву. Работала уборщицей, медицинской сестрой, но сумела дать высшее образование своим детям. В 1939 г. Иван Николаевич поступает на геолого-почвенный факультет Московского государственного университета. В начале войны он, как и большинство его сверстников, участвует в создании оборонительного пояса столицы, защите ее от воздушных нападений. За это он награжден медалью в честь 800-летия Москвы. В 1943 г. И.Н. Говоров с отличием оканчивает МГУ и направляется геологом в Мамскую экспедицию треста "Сибгеолнеруд", а в 1946 г. - поступает в аспирантуру Института геологических наук АН СССР. В 1949 г. по окончании аспирантуры Иван Николаевич принимает решение - работать на Дальнем Востоке. Несмотря на завидные предложения, этому выбору он не изменил и в дальнейшем - отдал делу геологического изучения Дальнего Востока и Тихого океана всю свою жизнь.

В 1950 г. И.Н. Говоров защитил кандидатскую диссертацию по минералогии вольфрамовых руд Сартадонского месторождения в Средней Азии. В дальнейшем научная деятельность его связана только с ДВ филиалом АН СССР - ДВО РАН и исключительно с ДВГИ, где Иван Николаевич был заместителем директора, заведующим отделом, лаборатории минералогии и геохимии, а в последние годы - главным научным сотрудником. Много сил и времени было отдано становлению геологической науки. В ДВ филиале АН СССР, при его активном участии, геологический отдел становится первым академическим институтом на Дальнем Востоке. Много сил было затрачено и на создание аналитической базы с использованием спектрального, рентгеноструктурного и других методов анализов.

Научные исследования И.Н. Говорова охватили самые разные разделы геологии. Они начинались изучением новых для страны редкометалльно-флюоритовых месторождений в Приморье, разведка которых только начиналась и привела позднее к организации Ярославского ГОКа, дававшего еще недавно до 60% производимого в стране флюоритового концентрата. Кроме полной минералогической характеристики руд, был установлен ряд новых минералов и впервые в мире описан процесс грейзенизации карбонатных пород. В 1953 г. за эти исследования И.Н. Говоров был удостоен премии Президиума АН СССР.

Одна из важнейших в эндогенной металлогении проблем - проблема рудоносности гранитной магмы - рассмотрена им в серии работ, посвященных химизму рудоносных растворов, выделению геохимических полей и их различных типов, а также разработке способа количественного расчета ионно-минеральных равновесий в гидротермальных условиях. Результаты этого этапа научного пути И.Н. Говорова обобщены в 1974 г. в докторской диссертации "Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами".

Дальнейшее развитие исследований И.Н. Говорова связано с геохимическими проблемами. Изучая геохимию и химию соединений редких и тяжелых металлов, он стал пионером экспериментальных исследований на Дальнем Вос-



токе, получил ранее не известные карбонатные комплексы ниобия, а также галоген-карбонатные комплексы бериллия. Были охарактеризованы геохимические черты важнейших тектонических структур, магматических и метаморфических пород региона. Цикл работ из серии монографий и статей, в котором наиболее известна монография “Термодинамика ионно-минеральных равновесий...”, в 1979 г. был отмечен присуждением премии имени А.Е.Ферсмана АН СССР.

С конца 70-х годов начинается новый этап исследовательских интересов И.Н.Говорова, связанный, прежде всего, с вопросами региональной и теоретической металлогении: рассмотрены особенности геохимии и генезиса магматических комплексов и эндогенных месторождений (“Геохимия рудных районов Приморья”, 1977), разработана оригинальная модель рудно-геохимической зональности глубинных зон земной коры и мантии (“Нелинейная металлогения...”, 1985).

Именно в этот период научной деятельности у Ивана Николаевича проявляется глубокий интерес к геологии, петрологии и металлогении Мирового океана. Участник многих морских экспедиций, он был идейным лидером исследований этих проблем не только в ДВГИ. Весьма важны его петрологические работы. Результаты их обобщены в фундаментальной монографии “Петрологические провинции Тихого океана” (1996). Уникальна другая монография - “Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность” (1995), в которой он - не просто соавтор и соредатор, но фактически инициатор и организатор работы большого коллектива ученых и производственников. Эта монография, не имеющая аналогов в мировой науке, выдвинута на соискание Государственной премии России. В ней впервые четко охарактеризованы конкретные месторождения, показаны типовые особенности руд, намечены основные закономерности их формирования, принципы оценки. Была предложена и программа дальнейших работ, осуществляться которая будет, к сожалению, уже без Ивана Николаевича. Он сделал все, чтобы интересы России в Тихом океане были защищены.

Важной стороной деятельности И.Н.Говорова была подготовка научных кадров: он руководил более 30-ю аспирантами, защитившими диссертации. Большинство кандидатов и докторов ДВГИ (и не только !) обязаны ему советом и поддержкой.

Настоящий ученый, интеллигент, доброта и мудрость которого были направлены на каждого, Иван Николаевич помогал всем - лаборанту, инженеру, молодому специалисту и увлеченному сединами доктору наук.

Его труды были по достоинству оценены. И.Н.Говоров награжден несколькими правительственными орденами и медалями, почетным знаком “Отличник разведки и охраны недр”, в 1997 году получил Государственную научную стипендию. Он был депутатом райсовета, членом краевого совета профсоюза, ряда научных советов, редколлегий журналов “Тихоокеанская геология” и “Вестник ДВО РАН”. Многие годы Иван Николаевич как член Президиума ДВ филиала АН СССР оказывал влияние на развитие других научных направлений.

Из жизни ушел выдающийся ученый, прекрасный учитель, замечательный интеллигентный человек. Нам всем будет очень не хватать его мудрого совета и дружеского участия. Светлая память об Иване Николаевиче Говорове навсегда останется в наших сердцах.

Редколлегия и ближайшие коллеги: Моисеенко В.Г., Маракушев А.А., Ханчук А.И., Хетчиков Л.Н., Зиллин С.С., Школьник Э.Л., Недашковский П.Г., Сахно В.Г., Маркевич П.В., Мишкин М.А., Коренбаум С.А., Авченко О.В., Щека С.А., Хомич В.Г., Уткин В.П., Чудаев О.В., Гоневчук В.Г., Мартынов Ю.А., Высоцкий С.В., Нечаев В.П., Бадрединов З.Г., Симаненко В.П., Волохин Ю.Г., Иванов В.В., Неволлин П.Л., Голубева Э.Д., Валуи Г.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

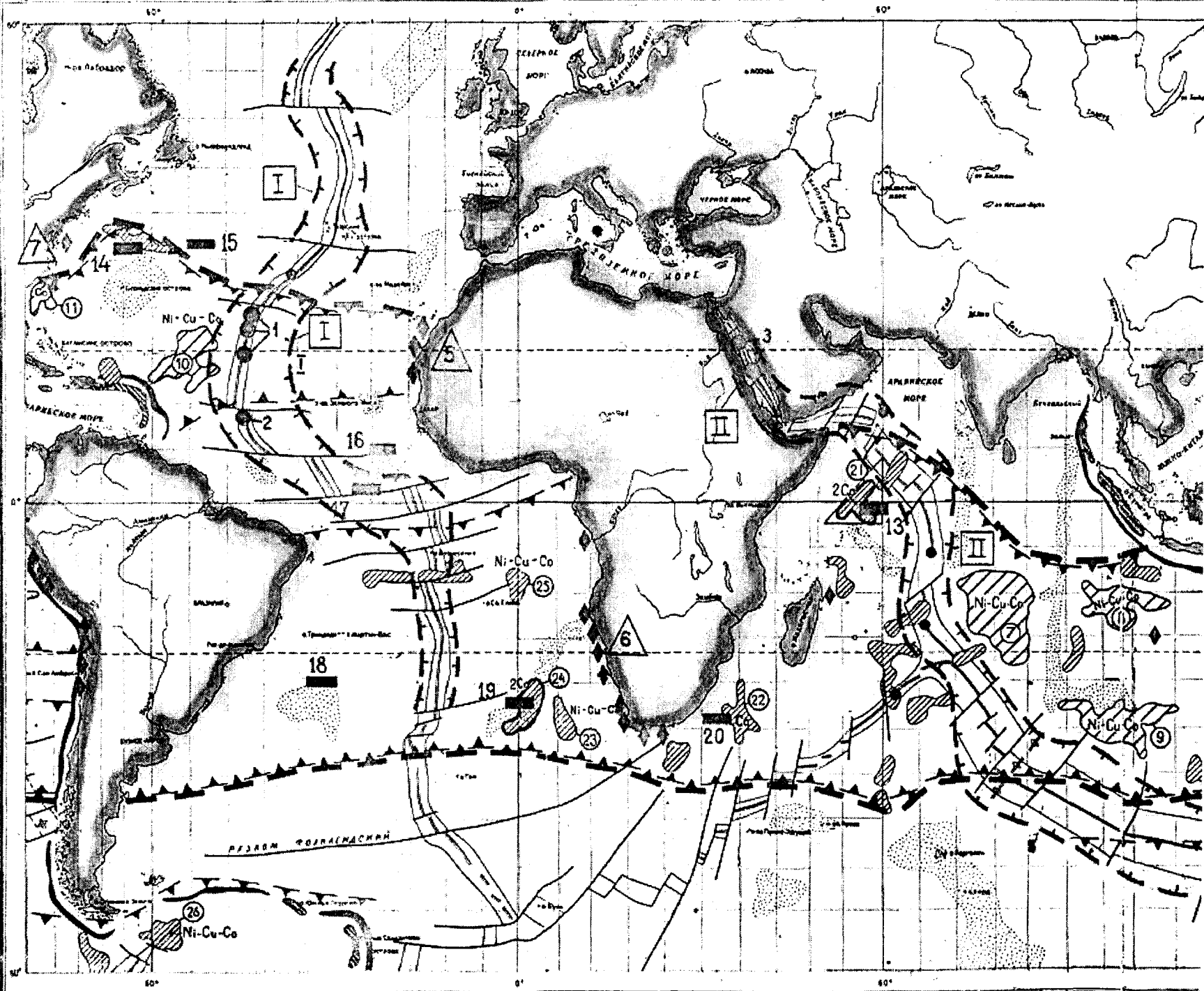
Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 16.10.97 г.

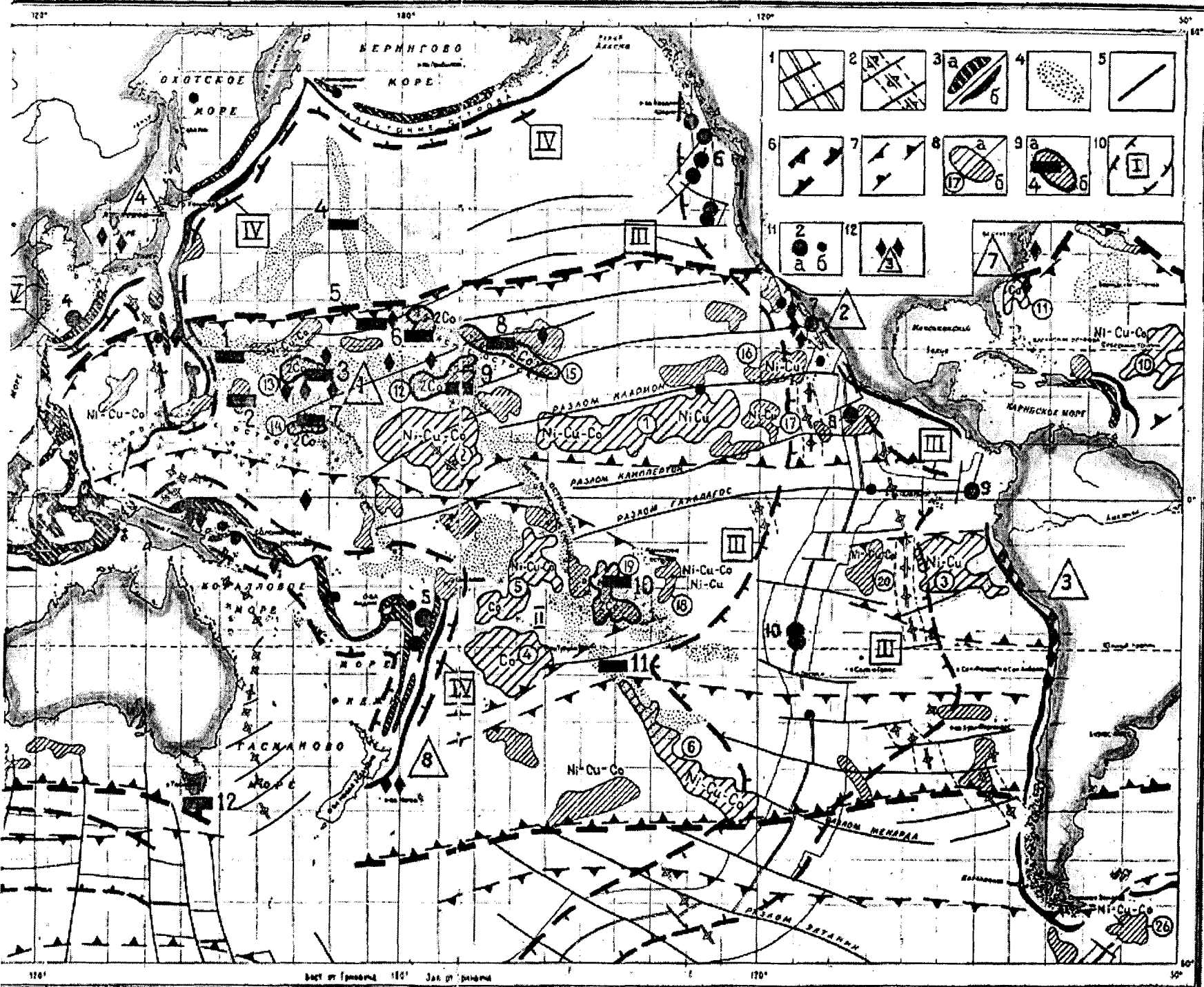
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.16. Усл.-изд.л.15,5

Тираж 200 экз. Заказ 109.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)





Геологическая карта Берингового моря и прилегающих морей
 Масштаб 1:1000000
 Издание 1950 г.