

**Том 18, номер 1**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Январь-Февраль 1999**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



## СОДЕРЖАНИЕ

### Стратиграфия

- А.Г.Константинов, Е.С.Соболев.* Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Статья 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод ..... 3
- А.Г.Клец, С.Г.Кисляков.* Региональные стратиграфические подразделения карбона севера Хабаровского края ..... 18
- А.М.Короткий, Н.Г.Разжигаева, Т.А.Гребенникова, Л.А.Ганзей, Л.М.Мохова, В.Б.Базарова, Л.Д.Сулержицкий, К. А.Лутаенко.* Голоценовые отложения и палеогеография острова Кунашир (Курильские острова) ..... 25

### Минералогия, геохимия

- Н.В.Астахова, А.В.Сорочинская.* Аутигенные карбонаты в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях окраинных морей северо-западной части Тихого океана ..... 41
- В.И.Гвоздев, А.В.Игнатьев, В.В.Раткин, Н.Г.Уханева, Т.А.Веливецкая.* Изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов месторождения Восток-2 (Приморье) ..... 50
- А.В.Можеровский, Е.П.Терехов.* Аутигенные минералы цемента раннемеловых и палеоценовых осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море) ..... 59

### Металлогения

- В.И.Гончаров, А.А.Сидоров.* Реювенация месторождений вулканогенных поясов ..... 70
- И.Ю.Громаковский, В.А.Степанов.* Золотое оруденение в карбонатных толщах Октябрьского района Приамурья ..... 84
- М.В.Горошко, В.А.Гурьянов, В.Е.Кириллов.* Минералого-геохимические типы урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы ..... 90
- А.А.Гаврилов.* Минерагеническая асимметрия и диссимметрия эндогенных структур центрального типа. Статья 1. Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых системах ..... 103

### Краткие сообщения

- Л.Б.Хершберг, М.М.Задорнов, М.М. Юринец, В.А. Полиновский, Э.Л.Школьник, О.В.Чудаев, И.Н.Говоров.* Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике ..... 115

### Юбилей

- Вадим Викторович Онихимовский (к 85-летию со дня рождения) ..... 118
- Валерий Борисович Троян (к 60-летию со дня рождения) ..... 119

## CONTENTS

### Stratigraphy

- A.G.Konstantinov, Ye.S.Sobolev.* Biostratigraphic scheme for the Carnian and Lower Norian of northeast Russia.  
Article 1. Description of sections, and stratigraphic range of cephalopods ..... 3
- A.G.Klets, S.G.Kislyakov.* Regional stratigraphic units of the Carboniferous, northern Khabarovsk Territory ..... 18
- A.M.Korotky, N.G.Razjigaeva, T.A.Grebennikova, L.A.Ganzev, L.M.Mokhova, V.B.Bazarova, L.D.Sulerzhitsky, K.A.Lutaenko.* Holocene deposits and paleogeography of Kunashir Island, Kurile Islands ..... 25

### Mineralogy and Geochemistry

- N.V.Astakhova, A.V.Sorochinskaya.* Authigenic carbonates in the Upper Pleistocene – Holocene deposits of marginal seas, northwest Pacific ..... 41
- V.I.Gvozdev, A.V.Ignatiev, V.V.Ratkin, T.A.Velivetskaya, N.G.Ukhaneva.*  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  isotope composition of carbonates in Vostok-2 deposit (Primorie) ..... 50
- A.V.Mozherovsky, Ye.P.Terekhov.* Authigenic minerals from cement of Early Cretaceous and Paleocene sedimentary rocks of the Yamato rise (Sea of Japan) ..... 59

### Metallogeny

- V.I.Goncharov, A.A.Sidorov.* Rejuvenation of deposits of volcanogenic belts ..... 70
- I.Yu.Gromakovsky, V.A.Stepanov.* Gold mineralization in carbonate thick units of Oktyabrsky region, Priamurie ..... 84
- M.V.Goroshko, V.A.Guryanov, V.Ye.Kirillov.* Uranium metallogeny of the south-eastern part of the Siberian platform ..... 90
- A.A. Gavrilov.* Mineragenic asymmetry and dissymetry of central type structures (CTS). Article 1. The Curie principle and metal ore and diamond-bearing kimberlite distribution in hearth systems. .... 103

### Brief Communications

- L.B.Khershberg, M.M.Zadornov, M.M.Yurinets, V.A.Polinovsky, E.L.Shkolnik, O.V.Chudaev, I.N.Govorov.* Comparative results of sea floor drilling and dredging data from the Western Pacific ..... 115

### Anniversaries

- Vadim V.Onikhimovsky (in commemoration of the 85th birth anniversary) ..... 118
- Valery B.Troyan (in commemoration of the 60th birth anniversary) ..... 119

## СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.761.3(571.5)

### СХЕМА БИОСТРАТИГРАФИИ КАРНИЯ И НИЖНЕГО НОРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ. СТАТЬЯ 1. ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЦЕФАЛОПОД

*А.Г.Константинов, Е.С.Соболев*

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

Приведено послынное описание разрезов карния и нижнего нория Северного Приохотья, Омолонского массива, бассейна р. Адычи и Хараулахского хребта. Проведен анализ стратиграфического распространения аммоноидей, наутилоидей и колеоидей и выделены комплексы видов, прослеженные на изученной территории. В карнийском ярусе и нижненорийском подъярусе северо-востока России выделено 12 комплексов по аммоноидеям и 6 комплексов по наутилоидеям. Эти данные представляют основу для совершенствования и детализации схемы биостратиграфии бореального верхнего триаса.

#### ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая статья является первой частью работы, посвященной совершенствованию и детализации схемы биостратиграфии карнийского яруса и нижненорийского подъяруса северо-востока России. В ней основное внимание уделяется послынному описанию разрезов данного стратиграфического интервала, уточнению систематического состава и анализу стратиграфического распространения карнийских и нижненорийских цефалопод. В следующей завершающей статье будут предложены новые, более детальные зональные шкалы карния и нижнего нория по аммоноидеям и наутилоидеям и рассмотрены вопросы их корреляции.

Отложения карния и нижнего нория широко распространены на северо-востоке России от Восточного Таймыра на западе до побережья Охотского и Чукотского морей на востоке и представлены, в основном, терригенными породами морского происхождения. На западе наиболее устойчивый морской режим существовал лишь в Северо-Верхоянской структурно-фациальной зоне [11], где в позднем триасе накопилась морская толща аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью 230 - 250 м. Восточнее, в Яно-Колымской складчатой области карний и нижний норий сложены мощной толщей (до 1000 м) однообразных глинисто-алевритовых отложений геосинклинального типа, накопление которых проходило в монофациальных условиях глубокого шельфа [6], что определяет непрерывность осадкона-

копления и стратиграфическую полноту разрезов. На Омолонском массиве разрезы верхнего триаса - субплатформенного типа, имеют небольшую мощность (до 300 м), характеризуются повышенной карбонатностью пород и наличием стратиграфических перерывов [10].

Первая детальная зональная схема карния и нижнего нория северо-востока России была разработана в начале 70-ых годов Ю.В.Архиповым, Ю.М.Бычковым и И.В.Полуботко [1-4, 14]. В основу ее были положены результаты изучения последовательности фаун аммоноидей и двустворчатых моллюсков в разрезах бассейна р. Яны в Восточной Якутии, Омолонского массива и Северного Приохотья. По существу эта схема сохранилась до настоящего времени, претерпев ряд изменений номенклатурного характера [10] и пересмотр положения отдельных границ [7,9]. Она явилась продуктом обобщения материалов многих исследований. В разные годы разрезы верхнего триаса бассейна р. Яны изучали Ю.В.Архипов, В.С.Веклич, В.Ф.Возин, В.Б.Спектор, А.М.Трущев и др. Исследование стратиграфии и фауны верхнего триаса центральной и юго-западной части Омолонского массива связано с именами А.И.Афицкого, А.С.Дагиса, И.В.Полуботко, Ю.С.Репина, К.В.Симакова. Триас Северного Приохотья изучался Ю.М.Бычковым, А.С.Дагисом, В.В.Закандыриным, В.А.Землянкиным, В.П.Кинасовым, С.И.Кожановым, К.А.Шахворстовой.

В начале 90-ых годов А.С.Дагисом и Е.С.Соболевым [13] впервые была предложена схема рас-

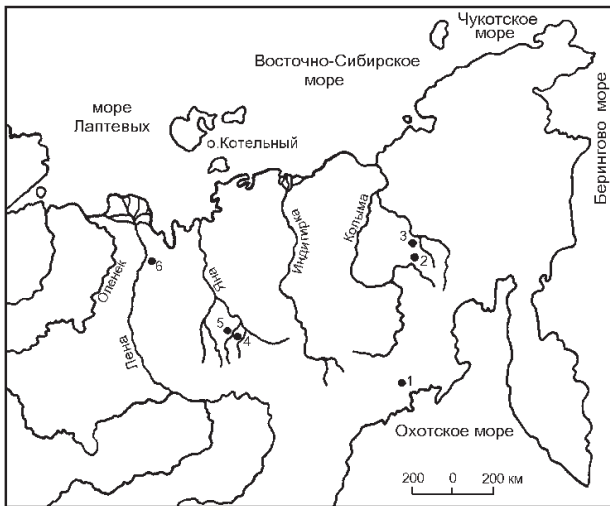


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов верхнего триаса на северо-востоке России.

1 - Северное Приохотье, рр. Правая Вторая Сентябрьская и Вторая Сентябрьская, руч. Жакан; 2,3 - Омолонский массив (2 - р. Джугаджак, 3 - р. Омкучан); 4-5 - бассейн р. Адычи (4 - р. Дербек, 5 - р. Нельгесе); 6 - Хараулахский хребет, р. Даркы.

Рис. 2. Схема сопоставления обнажений карнийских и нижненорийских отложений бассейна верхнего течения р. Второй Сентябрьской.

1 - аргиллит, 2 - алевролит, 3 - алевролит, 4 - известковый алевролит, 5 - песчаный алевролит, 6 - известковый аргиллит, 7 - глинистый известняк, 8 - известковый песчаник, 9 - песчаник. Цифры в кружках соответствуют номерам слоев в описании.

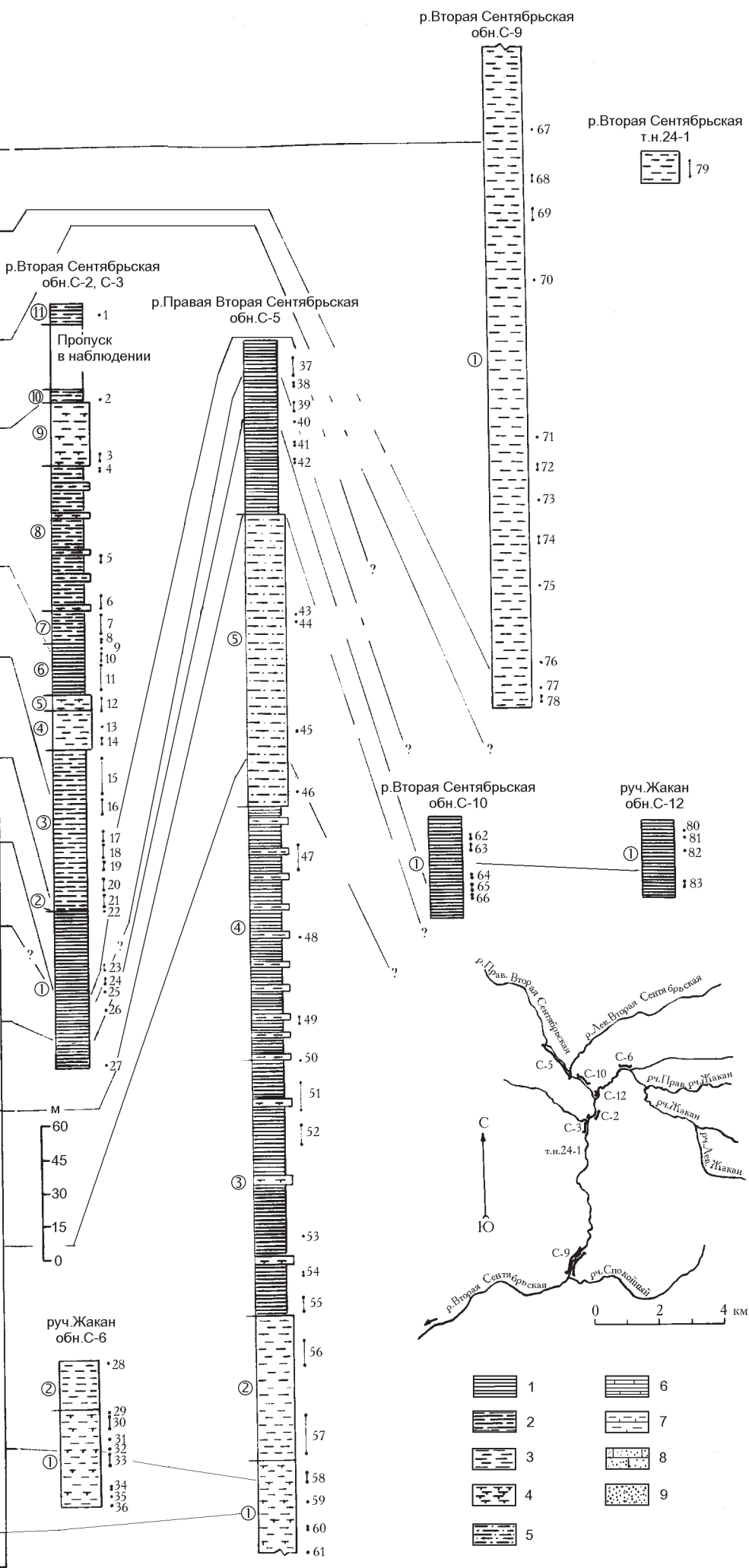
1 - *Germanonautilus* cf. *popowi*, 2 - *Striatosirenites kedonensis*, 3 - *Sirenites yakutensis*, *Proclydonautilus* ex gr. *pseudoseimkanensis*, *Germanonautilus* cf. *popowi*, 4 - *Sirenites* ex gr. *yakutensis*, *Arctophyllites*, 5 - *Striatosirenites solonis*, *Germanonautilus sibiricus*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, 6 - *Sirenites yakutensis*, *Neosirenites* cf. *irregularis*, *Arctophyllites okhotensis*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, *P. aff. sinekensis*, *Belemnoceras darkense*, 7 - *Sirenites yakutensis*, *Neosirenites irregularis*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, 8 - *Sirenites yakutensis*, *Striatosirenites* cf. *solonis*, 9 - *Striatosirenites* ex gr. *solonis*, 10 - *Neosirenites irregularis*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, 11 - *Arctophyllites okhotensis*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, *P. sinekensis*, *P. aff. sinekensis*, 12 - *Neosirenites* cf. *irregularis*, *Arctophyllites okhotensis*, *Proclydonautilus sinekensis*, *Germanonautilus sibiricus*, *G. popowi*, 13 - *Germanonautilus sibiricus*, 14 - *Yakutosirenites*, *Neosirenites* cf. *irregularis*, *Germanonautilus popowi*, 15 - *Yakutosirenites*, *Neosirenites irregularis*, *Sirenites serotinus*, *Arctophyllites okhotensis*, *Proclydonautilus pseudoseimkanensis*, *P. sinekensis*, *Germanonautilus popowi*, *Belemnoceras*, 16 - *Yakutosirenites*, *Germanonautilus sibiricus*, *G. popowi*, 17 - *Yakutosirenites*, *Proclydonautilus goniatis*, *Germanonautilus popowi*, *G. cf. sibiricus*, 18 - *Proclydonautilus goniatis*, *Germanonautilus sibiricus*, *G. popowi*, 19 - *Yakutosirenites*, *Proclydonautilus goniatis*, *Cosmonautilus* aff. *polaris*, *Germanonautilus sibiricus*, 20 - *Yakutosirenites*, *Neosirenites irregularis*, *Arctophyllites okhotensis*, *Proclydonautilus* cf. *goniatis*, 21 - *Yakutosirenites*, *Sirenites serotinus*, *Cosmonautilus* aff. *polaris*, *Germanonautilus* aff. *popowi*, *Belemnoceras*, 22 - *Neosirenites armiger*, 23 - *Neosirenites armiger*, 24 - *Neosirenites armiger*, 25 - *Neosirenites armiger*, 26 - *Yanosirenites seimkanensis*, *Neosirenites pseudopentastichus*, 27 - *Neosirenites aculeatus*, 28 - *Stolleyites tenuis*, 29 - *Stolleyites gibbosus*, 30 - *Proclydonautilus okhotensis*, *Cenoceras*, 31 - *Stolleyites tenuis*, 32 - *Stolleyites* cf. *gibbosus*, 33 - *Nathorstites*, 34 - *Nathorstites lindstroemi*, 35 - *Proclydonautilus* cf. *anianiensis*, 36 - *Nathorstites lindstroemi*, 37 - *Neoprotrachyceras seimkanense*, *Proclydonautilus* aff. *goniatis*, 38 - *Yanosirenites buralkitensis*, *Y. seimkanensis*, 39 - *Yanosirenites buralkitensis*, 40 - *Yanosirenites seimkanensis*, *Cosmonautilus polaris*, 41 - *Neosirenites aculeatus*, *Proclydonautilus*, 42 - *Neosirentes* cf. *aculeatus*, *Arctophyllites*, 43 - "Protrachyceras", 44 - "Protrachyceras", *Arctophyllites taimyrensis*, 45 - "Protrachyceras", 46 - *Stolleyites*, *Arctophyllites* cf. *taimyrensis*, 47 - *Stolleyites tenuis*, *Proclydonautilus* ex gr. *anianiensis*, *Cenoceras boreale*, 48 - *Cenoceras boreale*, 49 - *Stolleyites*, 50 - *Cenoceras boreale*, 51 - *Stolleyites tenuis*, 52 - *Stolleyites tenuis*, *Arctophyllites taimyrensis*, *Cenoceras* cf. *boreale*, 53 - *Cenoceras* cf. *boreale*, 54 - *Stolleyites tenuis*, *Arctophyllites taimyrensis*, 55 - *Stolleyites tenuis*, 56 - *Stolleyites tenuis*, *Cenoceras boreale*, 57 - *Stolleyites* cf. *tenuis*, 58 - *Stolleyites tenuis*, *Nathorstites* ex gr. *lindstroemi*, 59 - *Nathorstites* cf. *lindstroemi*, 60 - *Nathorstites* ex gr. *mcconnelli*, 61 - *Nathorstites mconnelli*, 62 - *Yanosirenites* cf. *buralkitensis*, *Arctophyllites*, 63 - *Yanosirenites buralkitensis*, *Y. seimkanensis*, 64 - *Neosirenites pseudopentastichus*, *Cosmonautilus polaris*, 65 - *Neosirenites* aff. *aculeatus*, *N. pseudopentastichus*, 66 - *Neosirenites* cf. *aculeatus*, *Arctophyllites okhotensis*, *Cosmonautilus polaris*, *Proclydonautilus* cf. *goniatis*, 67 - *Norosirenites obrucevi*, *Proclydonautilus seimkanensis*, 68 - *Norosirenites* cf. *nelgechensis*, *Pinacoceras verchojanicum*, 69 - *Norosirenites* cf. *nelgechensis*, 70 - *Norosirenites* cf. *nelgechensis*, *Germanonautilus*, 71 - *Norosirenites nelgechensis*, *Yanotrachyceras*, *Arcestes*, *Germanonautilus* cf. *popowi*, 72 - *Yanotrachyceras ulynense*, 73 - *Norosirenites nelgechensis*, *Proclydonautilus seimkanensis*, 74 - *Norosirenites nelgechensis*, 75 - *Norosirenites nelgechensis*, 76 - *Norosirenites nelgechensis*, 77 - *Proclydonautilus* cf. *spirolobus*, 78 - *Pinacoceras regiforme*, 79 - *Pinacoceras verchojanicum*, 80 - *Yanosirenites buralkitensis*, *Y. seimkanensis*, 81 - *Cosmonautilus polaris*, 82 - *Yanosirenites* cf. *buralkitensis*, 83 - *Neosirenites aculeatus*, .

членения верхнего триаса северо-востока России по наутилоидеям.

В 1988-1989 гг. авторами были исследованы разрезы карния и нижнего нория Северного Приохотья и Омолонского массива; в 1990 г. А.Г.Константиновым был изучен разрез карния и низов нория Хараулахского хребта (рис.1). Кроме того, была изучена представительная коллекция головоногих моллюсков из разрезов верхнего триаса бассейна р. Адычи, собранная в 1988 г. геологами ГНПП «Аэрогеология» (г.Москва) А.Ю.Егоровым, Ю.А.Богомоловым и М.К.Максимовым.

Ниже приведено краткое описание изученных разрезов карния и нижнего нория. Палеонтологическая характеристика для отдельных слоев ограничена комплексами цефалопод. Определения аммоноидей выполнены А.Г.Константиновым, наутилоидей и колеоидей - Е.С.Соболевым.

| ярус       | подъярус | зона, слои с аммоноидеями                      | зона, подзона по наутиллоидеям            | свита        | подсвита |
|------------|----------|------------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------|----------|
| норийский  | нижний   | слои с <i>Norosirenites vercholanicum</i>      | <i>Procydonautilus seimkanensis</i>       | Верхняя      |          |
|            |          | слои с <i>Norosirenites nelgehensis</i>        |                                           |              |          |
| норийский  | верхний  | <i>Striatosirenites kinasovi</i>               | <i>Procydonautilus pseudoseimkanensis</i> | Сентябрьская |          |
|            |          | <i>Striatosirenites kedonensis</i>             |                                           |              |          |
| карнийский | нижний   | <i>Sirenites yakutensis</i>                    | <i>Procydonautilus polaris</i>            | Жаканская    |          |
|            |          | <i>Yakutosirenites pentastichus</i>            |                                           |              |          |
| карнийский | верхний  | <i>Neosirenites armiger</i>                    | <i>Cosmonautilus polaris</i>              | Сентябрьская |          |
|            |          | <i>Neoprotrachyceras seimkanense</i>           |                                           |              |          |
| карнийский | нижний   | <i>Yanosirenites buralkitensis</i>             | <i>Cosmonautilus polaris</i>              | Жаканская    |          |
|            |          | слои с <i>Neosirenites aculeatus</i>           |                                           |              |          |
| ладинский  |          | " <i>Protrachyceras</i> " <i>omkutchanicum</i> | <i>Procydonautilus amiantensis</i>        |              |          |
|            |          | <i>Stolleyites tenuis</i>                      |                                           |              |          |
| ладинский  |          | <i>Nathorstites lindstroemi</i>                | <i>Gryponautilus kegalensis</i>           |              |          |
|            |          | <i>Nathorstites mconnelli</i>                  |                                           |              |          |



## ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

## Побережье Охотского моря

Разрез верхнего триаса составлен по обнажениям в долине р. Второй Сентябрьской бассейна р. Яны Охотской (рис.2). Постепенный переход верхне-ладинских отложений в карнийские был изучен на р. Правой Второй Сентябрьской и на руч. Жакан - левом притоке р. Второй Сентябрьской.

На правом берегу р. Второй Сентябрьской, в 1,2 км выше места ее слияния с р.левой Второй Сентябрьской (обнажение С-5), наблюдалась следующая последовательность отложений (мощность слоев здесь и далее указана в метрах):

**Жаканская свита**

1. Переслаивание алевролитов темно-серых, известковистых и алевролитов глинистых. По всему слою встречаются фосфатно-карбонатные конкреции. Видимая мощность ..... 40

Палеонтологическая характеристика:

основание слоя - амmonoидеи *Nathorstites mconnelli* (Whiteaves), *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschkov;

10,5 - 12 м\* - амmonoидеи *Nathorstites* ex gr. *mconnelli* (Whit.), *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.;

23 м - амmonoидеи *Nathorstites* cf. *lindstroemi* Boehm;

32 - 34,5 м - амmonoидеи *Nathorstites* sp. ind., *Sphaerocladiscites* sp. ind.;

35,5 м - амmonoидеи *Nathorstites* ex gr. *lindstroemi* Boehm, *Stolleyites tenuis* (Stolley);

36,5 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.).

Граница между ладинским и карнийским ярусами проходит внутри слоя 1, в 35,5 м от его основания.

2. Алевролиты темно-серые, массивные с редкими фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 62

Палеонтологическая характеристика:

3 - 21 м - амmonoидеи *Stolleyites* cf. *tenuis* (Stoll.);

41,5 - 53 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.); наутилоидеи *Cenoceras boreale* Dagys et Sobolev.

Наиболее полно фаунистически охарактеризованные переходные отложения ладинского и карнийского ярусов расположены на правом берегу ручья Жакан, в 1,2 км от его устья (обнажение С-6):

1. Переслаивание алевролитов, аналогичное описанному в слое 1 обнажения С-5. Видимая мощность ... 43

Палеонтологическая характеристика:

основание слоя - амmonoидеи *Nathorstites lindstroemi* Boehm, *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.;

4 м - амmonoидеи *Nathorstites* sp.; наутилоидеи *Proclydonautilus* cf. *anianiensis* (Shimansky);

8 - 9 м - амmonoидеи *Nathorstites lindstroemi* Boehm, *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.;

18 - 24 м - амmonoидеи *Nathorstites* sp., *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.;

26 м - амmonoидеи *Stolleyites* cf. *gibbosus* (Stolley);

30 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.), *S. gibbosus* (Stoll.); наутилоидеи *Sibyllonautilus* sp. ind.;

35 - 40 м - амmonoидеи *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.; наутилоидеи *Proclydonautilus okhotensis* Sobolev (ex MS), *Cenoceras* sp. ind.;

42 м - амmonoидеи *Stolleyites* cf. *gibbosus* (Stoll.). Граница между ладинским и карнийским ярусами проходит внутри слоя 1, в 26 м от его основания.

2. Алевролиты, аналогичные слою 2 обнажения С-5. Видимая мощность ..... 21

Палеонтологическая характеристика: 21 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.).

Выше по разрезу отложения задернованы. Более высокие горизонты нижнекарнийских отложений, представленные верхней частью жаканской свиты и нижней частью нижнесентябрьской подсвиты, изучены в обнажении С-5 по р. Правой Второй Сентябрьской, где на описанных выше алевролитах слоя 2 залегают:

3. Аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые с прослоями известковистых массивных алевролитов и редкими конкрециями ..... 116

Палеонтологическая характеристика:

1 - 9,5 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.);

18 - 19,5 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.), *Arctophyllites taimyrensis* (Popov);

36,5 м - наутилоидеи *Cenoceras* cf. *boreale* Dagys et Sob.;

77 - 82 м: амmonoидеи - *Stolleyites tenuis* (Stoll.), *Arctophyllites taimyrensis* (Pop.); наутилоидеи *Cenoceras* cf. *boreale* Dagys et Sob.;

92 - 105 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.); ко- леоидеи «*Atractites*» sp. ind.;

115 м - наутилоидеи *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.

4. Аргиллиты темно-серые с прослоями тонкоплитчатых алевролитов и редкими фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 114

Палеонтологическая характеристика:

16 - 19 м - амmonoидеи *Stolleyites* sp.;

56 м - наутилоидеи *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.;

85 - 98 м - амmonoидеи *Stolleyites tenuis* (Stoll.); наутилоидеи *Proclydonautilus* ex gr. *anianiensis* (Shim.), *Cenoceras boreale* Dagys et Sob., *Sibyllonautilus* sp.1.

5. Алевролиты темно-серые, песчанистые, массивные с редкими прослоями фосфатно-карбонатных конкреций ..... 132

Палеонтологическая характеристика:

8 м - амmonoидеи *Stolleyites* sp., *Arctophyllites* cf. *taimyrensis* (Pop.); наутилоидеи *Cenoceras* cf. *boreale* Dagys et Sob.;

34 м - амmonoидеи «*Protrachyceras*» aff. *omkutchanicum* Bytschkov;

84 м - амmonoидеи «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* Bytschk.;

87 м - амmonoидеи «*Protrachyceras*» sp. ind.

В этом месте обнажения С-5 происходит слияние рек Правой илевой Второй Сентябрьской и образование реки Второй Сентябрьской. Далее описание разреза проводилось по правому берегу р. Второй Сентябрьской.

\* Здесь и далее указаны расстояния от основания слоя.

**Сентябрьская свита****Нижняя подсвита**

6. Аргиллиты черные с многочисленными сферическими фосфоритовыми и фосфатно-карбонатными конкрециями и редкими линзами глинисто-карбонатной породы ..... 80

Палеонтологическая характеристика:

24 - 26 м - амmonoидеи *Neosirenites* cf. *aculeatus* Bytschkov, *Arctophyllites* sp. ind.;

31 - 33,5 м - амmonoидеи *Neosirenites aculeatus* Bytschk., *N.* sp.; наутилоидеи *Proclydonautilus* sp.;

42 м - амmonoидеи *Yanosirenites seimkanensis* Bytschkov; наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sobolev;

46 - 51 м - амmonoидеи *Yanosirenites semkanensis* Bytschkov, *Y. buralkitensis* (Popov);

58 - 60,5 м - амmonoидеи *Yanosirenites buralkitensis* (Pop.);

63 м - амmonoидеи *Neoprotrachyceras seimkanense* Bytschkov.

По данным Ю.М.Бычкова [6], в интервале 63-72 м слоя 6 встречены наутилоидеи *Proclydonautilus* aff. *goniatites* (Hauer), а в обнажении по ручью Правый Жакан совместно с амmonoидеями *Neoprotrachyceras seimkanense* Bytschk. отмечены находки колеоидей «*Atractites*» sp.

Далее обнажение задерновано.

Богатые остатками головоногих моллюсков отложения основания нижнесентябрьской подсвиты, кроме того, были изучены несколько ниже по течению на р. Второй Сентябрьской и на ручье Жакан.

На левом берегу р. Второй Сентябрьской, в 0,3 км ниже слияния рек Правой илевой Второй Сентябрьской (обнажение С-10), был описан следующий разрез нижней части нижнесентябрьской подсвиты:

1. Аргиллиты черные, аналогичные описанным в слое 6 обнажения С-5. Видимая мощность ..... 45

Палеонтологическая характеристика:

9 - 10 м - амmonoидеи *Neosirenites* cf. *aculeatus* Bytschk., *Arctophyllites okhotensis* Konstantinov, *Proarcestes* sp. ind.; наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob., *Proclydonautilus* cf. *goniatites* (Hauer);

11,5 - 15 м - амmonoидеи *Neosirenites* aff. *aculeatus* Bytschk., *N. pseudopentastichus* Bytschkov, *Arctophyllites okhotensis* Konst.;

18 - 19 м - амmonoидеи *Neosirenites pseudopentastichus* Bytschk.; наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob.;

30,5 - 33 м - амmonoидеи *Yanosirenites seimkanensis* (Bytschk.), *Y. buralkitensis* (Pop.), *Y. sp.*, *Proarcestes* sp.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

34,5 - 37 м - амmonoидеи *Yanosirenites* cf. *buralkitensis* (Pop.), *Arctophyllites* sp.

Выше обнажение закрыто осыпью. На правом берегу ручья Жакан, в 0,2 км от его устья (обнажение С-12), вскрыты нижние горизонты нижнесентябрьской подсвиты:

1. Аргиллиты черные, аналогичные описанным в слое 6 обнажения С-5 и в слое 1 обнажения С-10. Видимая мощность ..... 34

Палеонтологическая характеристика:

4 - 7,5 м - амmonoидеи *Neosirenites aculeatus* Bytschk.;

21 м - амmonoидеи *Yanosirenites* cf. *buralkitensis* (Pop.);

27 м - наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob.;

30,5 м - амmonoидеи *Yanosirenites seimkanensis* (Bytschk.), *Y. cf. buralkitensis* (Pop.); колеоидеи «*Atractites*» sp.

Вверх по разрезу отложения недоступны для наблюдения.

Эти и более высокие горизонты нижнесентябрьской подсвиты ранне-позднекарнийского возраста выходят на левом берегу р. Второй Сентябрьской, в 1,6 км ниже слияния рек Правой илевой Второй Сентябрьской (обнажение С-2), где они имеют следующее строение:

1. Аргиллиты черные с частыми мелкими сферическими пиритовыми и фосфатно-карбонатными конкрециями. Видимая мощность ..... 71

Палеонтологическая характеристика:

2 м - амmonoидеи *Neosirenites aculeatus* Bytschk.;

20,5 м - амmonoидеи *Yanosirenites seimkanensis* (Bytschk.), *Neosirenites pseudopentastichus* Bytschk.;

34,5 м - амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.), колеоидеи «*Atractites*» sp.;

37,5 - 41 м - амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.), *Sirenites zhakanensis* Bytschkov; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

43 - 46,5 м - амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.), *N.* sp.; колеоидеи «*Atractites*» sp.

2. Аргиллиты алевритистые темно-серые с многочисленными желваковыми мелкими фосфатными конкрециями ..... 0,7

Палеонтологическая характеристика: амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.).

3. Аргиллиты алевритистые, черные с многочисленными фосфатно-карбонатными конкрециями и редкими прослоями и линзами глинисто-карбонатной породы ... 74

Палеонтологическая характеристика:

1 - 8 м - амmonoидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Vozin), *Y. ex gr. pentastichus* (Voz.), *Sirenites serotinus* Tozer, *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes verchojanicus* Kiparisova; наутилоидеи *Proclydonautilus* cf. *goniatites* (Hauer), *Cosmonautilus polaris* Sob., *C. aff. polaris* Sob., *Germanonautilus* aff. *popowi* Sobolev; колеоидеи *Belemnoceras darkense* Popov;

9 - 15 м - амmonoидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.), *Neosirenites irregularis* (Kiparisova), *N. ex gr. irregularis* (Kipar.), *Proarcestes verchojanicus* Kipar., *Arctophyllites okhotensis* Konst.; наутилоидеи *Proclydonautilus* cf. *goniatites* (Hauer);

18 - 23 м - амmonoидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.), *Neosirenites* cf. *irregularis* (Kipar.), *Proarcestes verchojanicus* Kipar., *P. afanasijevi* Bytschkov; наутилоидеи *Proclydonautilus goniatites* (Hauer), *Cosmonautilus* cf. *polaris* Sob., *C. aff. polaris* Sob., *Germanonautilus sibiricus* Sobolev; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

23,5 - 29 м - наутилоидеи *Proclydonautilus goniatites* (Hauer), *Germanonautilus sibiricus* Sob., *G. popowi* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

30 - 36,5 м - амmonoидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.); наутилоидеи *Proclydonautilus goniatites* (Hauer),



*Germanonutilus popowi* Sob., *G. cf. sibiricus* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

44 - 50,5 м - аммоноидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.), *Proarcestes verchojanicus* Kipar.; наутилоидеи *Germanonutilus sibiricus* Sob., *G. popowi* Sob.;

52,5 - 71 м - аммоноидеи *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.), *Y. ex gr. pentastichus* (Voz.), *Neosirenites irregularis* Kipar., *Sirenites serotinus* Tozer, *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes gaytani* (Klipst.); наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sobolev, *P. sinekensis* Popov, *Germanonutilus popowi* Sob.; колеоидеи *Belemnoceras cf. darkense* Popov, «*Atractites*» sp.

Далее выходы расположены на правом берегу реки (обнажение С-3):

4. Алевролиты темно-серые, толстоплитчатые с фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 16

Палеонтологическая характеристика:

1 - 4 м - аммоноидеи *Yakutosirenites ex gr. pentastichus* (Voz.), *Neosirenites cf. irregularis* (Kipar.); наутилоидеи *Germanonutilus popowi* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

11 м - наутилоидеи *Germanonutilus sibiricus* Sob.

5. Алевролиты глинистые, черные с прослоями алевролитов известковистых и фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 7

Палеонтологическая характеристика: аммоноидеи *Neosirenites cf. irregularis* (Kipar.), *Arctophyllites okhotensis* Konst.; наутилоидеи *Proclydonautilus sinekensis* Pop., *Germanonutilus popowi* Sob., *Germanonutilus sibiricus* Sob.

6. Аргиллиты черные с многочисленными фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 22

Палеонтологическая характеристика:

2 - 13 м - аммоноидеи *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes gaytani* (Klipst.), *P. ex gr. gaytani* (Klipst.); наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *P. sinekensis* Pop., *P. aff. sinekensis* Pop., *Germanonutilus popowi* Sob., *G. sp.*;

14,5 - 18 м - аммоноидеи *Neosirenites irregularis* (Kipar.), *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes gaytani* (Klipst.); наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonutilus sibiricus* Sob.;

20,5 м - аммоноидеи *Striatosirenites ex gr. solonis* Mojsisovics.

7. Аргиллиты алевритистые, темно-серые с прослоями крупных эллипсоидальных глинисто-карбонатных конкреций ..... 14,5

Палеонтологическая характеристика:

1 - 3,5 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipariso-va, *Neosirenites irregularis* (Kipar.), *Striatosirenites cf. solonis* (Mojs.), *S. ex gr. solonis* (Mojs.), *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes verchojanicus* Kipar.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonutilus popowi* Sob.;

6 - 14,5 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipar., *S. ex gr. yakutensis* Kipar., *Neosirenites irregularis* (Kipar.), *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes verchojanicus* Kipar.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonutilus sibiricus* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.

8. Аргиллиты алевритистые, темно-серые с прослоями известковистых аргиллитов и алевролитов и многочисленными фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 66

Палеонтологическая характеристика:

1 - 7 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipar., *Neosirenites cf. irregularis* (Kipar.), *Arctophyllites okhotensis* Konst., *Proarcestes verchojanicus* Kipar., *P. ex gr. verchojanicus* Kipar.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *P. aff. sinekensis* Pop., *Germanonutilus aff. sibiricus* Sob.; колеоидеи *Belemnoceras darkense* Popov.;

23 - 26 м - аммоноидеи *Sirenites cf. yakutensis* Kipar., *S. sp.*, *Striatosirenites solonis* (Mojs.), *S. sp.*, *Proarcestes* sp.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonutilus sibiricus* Sob.;

64 - 65 м - аммоноидеи *Sirenites ex gr. yakutensis* Kipar., *Proarcestes ex gr. gaytani* (Klipst.), *Arctophyllites* sp.

9. Алевролиты темно-серые с частыми прослоями известковистых алевролитов и фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 28

Палеонтологическая характеристика:

2 - 6 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipar., *S. ex gr. yakutensis* Kipar., *S. sp.*, *Arctophyllites* sp., *Proarcestes gaytani* (Klipst.), *P. ex gr. gaytani* (Klipst.); наутилоидеи *Proclydonautilus ex gr. pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonutilus cf. popowi* Sob.

10. Аргиллиты алевритистые темно-серые с редкими фосфатно-карбонатными конкрециями. Видимая мощность ..... 6

Палеонтологическая характеристика:

0 - 1 м - аммоноидеи *Striatosirenites kedonensis* Bytschkov.

Закрытый для наблюдения интервал разреза около 30 - 40 м по мощности.

11. Аргиллиты алевритистые, темно-серые с фосфатно-карбонатными конкрециями. Видимая мощность ..... 10

Палеонтологическая характеристика: наутилоидеи - *Germanonutilus cf. popowi* Sob.

Выше по разрезу отложения задернованы. Непосредственный контакт верхнекарбийских пород с перекрывающими нижненорийскими в бассейне р. Второй Сентябрьской нами не наблюдался. Лучший разрез нижненорийского подъяруса, не нарушенный разломами, расположен на обоих берегах р. Второй Сентябрьской в 0,1 км выше устья ручья Спокойного (обнажение С-9):

## Сентябрьская свита

### Верхняя подсвита

1. Алевролиты темно-серые с частыми пиритовыми, глинисто- и фосфатно-карбонатными конкрециями. Видимая мощность ..... 302

Палеонтологическая характеристика:

4 - 6 м - аммоноидеи *Pinacoceras regiforme* Diener;

11 м - наутилоидеи *Proclydonautilus cf. spirolobus* (Dittmar);

в 20,5 м, 57 м, 77 - 79 м и 96 м - аммоноидеи *Norosirenites nelgehensis* (Archipov);

111 - 113 м - аммоноидеи *Yanotrachyceras ulynense* (Bytschkov);

125 м - аммоноидеи *Norosirenites nelgehensis* (Arch.), *Yanotrachyceras* sp. juv., *Arcestes* ex gr. *colonus* Mojsisovics; наутилоидеи *Germanonautilus* cf. *popowi* Sob.;

196 м - аммоноидеи *Norosirenites* cf. *nelgehensis* (Arch.); наутилоидеи *Germanonautilus* sp.;

223 - 229 м - аммоноидеи *Norosirenites* cf. *nelgehensis* (Arch.); колеоидеи «*Atractites*» sp.;

241 - 244 м - аммоноидеи *Norosirenites nelgehensis* (Arch.);

265 м - аммоноидеи *Norosirenites obrucevi* (Bajarunas); наутилоидеи *Proclydonautilus seimkanensis* Bytschk. По данным Ю.М.Бычкова и И.В.Полуботко [8], в интервале 57 - 113 м этого слоя были обнаружены наутилоидеи *Proclydonautilus seimkanensis* Bytschkov. В интервале 241 - 244 м Ю.М.Бычковым [5] были найдены аммоноидеи *Yanotrachyceras ulynense* (Bytschk.) и *Pinacoceras verchojanicum* Archipov., а в верхней части слоя - аммоноидеи *Pinacoceras verchojanicum* Arch. и *Wangoceras* (?) sp.

Выше согласно залегают алевролитистые аргиллиты зоны *Otapiria ussuriensis* с двустворками *Otapiria ussuriensis* (Vogonetz), аммоноидеями *Arcestes* ex gr. *colonus* Mojs. и наутилоидеями *Germanonautilus kyotanii* Nakazawa и *Proclydonautilus* sp.

Нижненорийские отложения, кроме того, были изучены на правом берегу р. Второй Сентябрьской, в 2,6 км ниже по течению от места слияния рек Правой илевой Второй Сентябрьской (т.н. 24-1). Здесь в небольшом, тектонически ограниченном блоке, заключенном среди алевролитистых аргиллитов нижнесентябрьской подсветы, содержащих аммоноидей *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.), обнажаются алевролиты верхнесентябрьской подсветы видимой мощностью 15 м с аммоноидеями *Pinacoceras verchojanicum* Arch. и остатками фрагмоконов «*Atractites*» sp. Отложения, описанные в данном тектоническом блоке, судя по находкам аммоноидей, вероятно, соответствуют верхней части слоя 1 обнажения С-9.

### Омолонский массив

Разрез карнийских и нижненорийских отложений данного района составлен по обнажениям на р. Джугаджак, правом притоке р. Коркодона, и на р. Омкучан, левом притоке р. Кедона (рис.3).

На левом берегу р. Джугаджак, в 0,4 км выше устья его левого притока - ручья Жильного (обнажение 103), описан непрерывный переход между верхнеладинскими и карнийскими отложениями:

#### Джугаджакская свита

1. Переслаивание аргиллитов черных сажистых и более плотных известковистых. По всему слою распространены многочисленные сферические фосфатные конкреции. Видимая мощность ..... 6,5

Палеонтологическая характеристика:

0 - 0,2 м - аммоноидеи *Nathorstites lindstroemi* Boehm, *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.; ортоцератоидеи *Trematoceras* sp. ind.;

1,8 - 5 м - аммоноидеи *Nathorstites lindstroemi* Boehm, *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk.; наутилоидеи *Proclydonautilus anianiensis* (Shim.); колеоидеи «*Atractites*» sp.

### Жильнинская свита

2. Конденсированный горизонт черных глинистых известняков с переотложенными фосфатными конкрециями ..... 0,3

Палеонтологическая характеристика:

0 - 0,3 м - аммоноидеи *Stolleyites* cf. *tenuis* (Stoll.), *Arctophyllites* sp. ind.; наутилоидеи *Proclydonautilus anianiensis* (Shim.), *Cenoceras boreale* Dag. et Sob.

Граница между ладинским и карнийским ярусами проходит в основании слоя 2.

3. Алевролиты зеленовато-серые, битуминозные ... 8

Палеонтологическая характеристика:

0,5 - 8 м - наутилоидеи *Proclydonautilus* cf. *anianiensis* (Shim.), *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.

4. Аргиллиты зеленовато-серые, известковистые с редкими фосфатными конкрециями ..... 7,6

Палеонтологическая характеристика:

4,5 - 5 м - аммоноидеи *Arctophyllites taimyrensis* (Pop.); наутилоидеи *Cenoceras boreale* Dagys et Sob., *Sibyllonautilus* sp.2.

По данным Ю.М.Бычкова и И.В.Полуботко [8], в этой части разреза был обнаружен «*Protrachyceras*» sp.

5. Алевролиты зеленовато-серые, известковистые, массивные. Видимая мощность ..... 7

Палеонтологическая характеристика: 4,5 м - аммоноидеи *Arctophyllites* cf. *taimyrensis* (Pop.).

Разрез верхнего триаса наращивается на р. Омкучан, где в высоких обрывах левого берега, в 1,7 км выше устья (обнажение 101) на отложениях, эквивалентных слою 5 обнажения 103 на р. Джугаджак, залегают:

### Жильнинская свита

1. Переслаивание алевролитов зеленовато-серых глинистых и алевролитов известковистых. Видимая мощность ..... 8,6

Палеонтологическая характеристика:

0,8 - 1,3 м - аммоноидеи «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* Bytschk., «*P*». aff. *omkutchanicum* Bytschk., *Arctophyllites* cf. *taimyrensis* (Pop.); наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob., *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.;

2 - 5,6 м - аммоноидеи «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* Bytschk., «*P*». sp.; наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob., *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.

### Обыкновеннинская свита

2. Аргиллиты темно-серые листоватые ..... 33

Палеонтологическая характеристика:

8,5 м - аммоноидеи *Neoprotrachyceras* cf. *seimkanense* Bytschk.;

9 м - аммоноидеи *Neosirenites* cf. *armiger* Voz.;

11,5 м - аммоноидеи *Neosirenites armiger* Voz., *N.* sp., *Sirenites ovinus* Tozer, *Proarcestes afanasijevi* Bytschk.; наутилоидеи *Proclydonautilus* ex gr. *goniatites* (Hauer); ортоцератоидеи *Trematoceras* sp.2; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

12,5 м - наутилоидеи *Proclydonautilus goniatis* (Hauer);

16 м - наутилоидеи *Proclydonautilus* cf. *sinekensis* Pop.;

29 м - аммоноидеи *Neosirenites* sp.

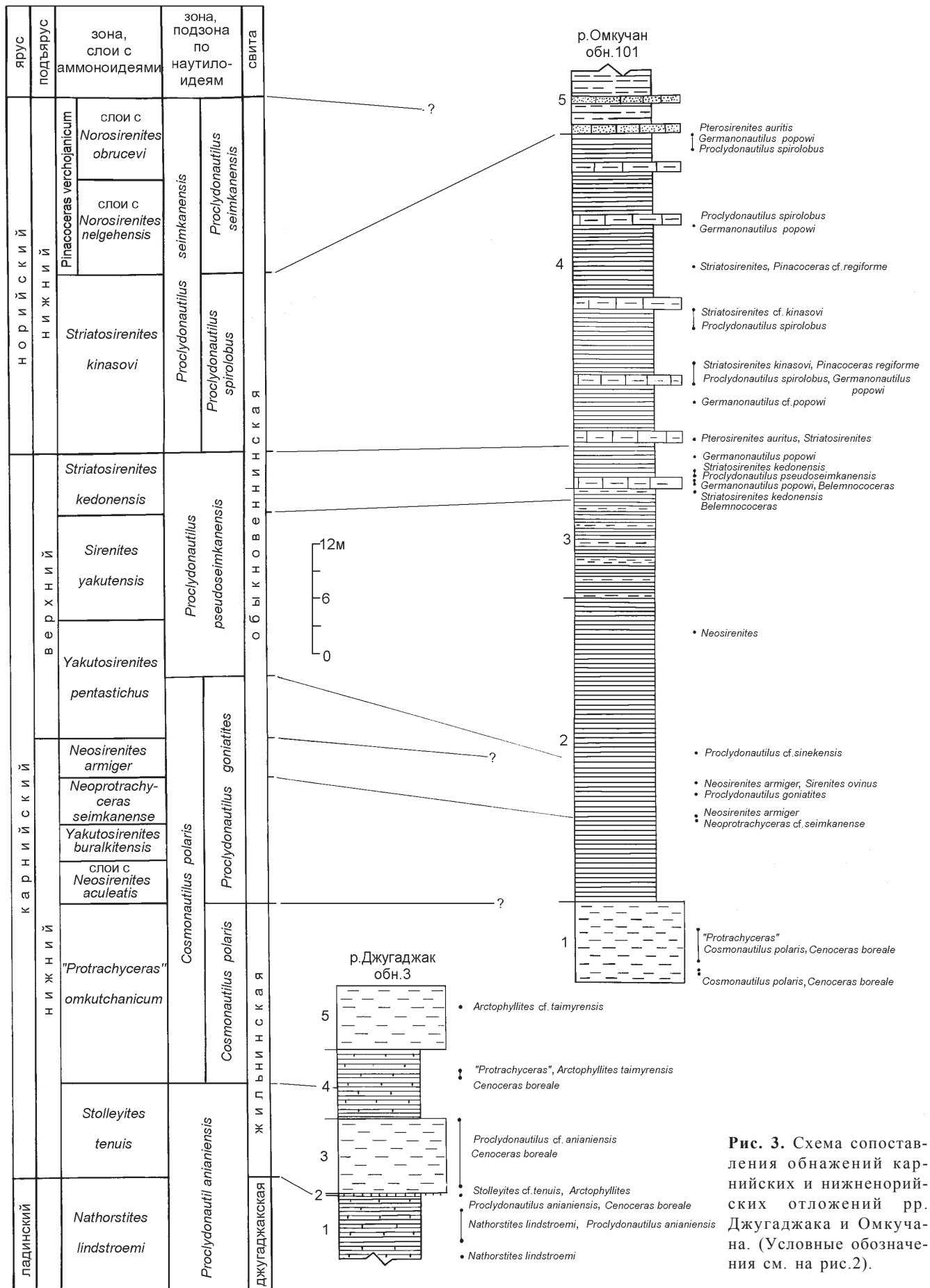


Рис. 3. Схема сопоставления обнажений карнииских и нижненорийских отложений рр. Джугаджака и Омкучана. (Условные обозначения см. на рис.2).

3. Переслаивание аргиллитов темно-серых листоватых и алевролитов. В основании слоя прослой (0,3 м) табачно-серых рыхлых аргиллитов ..... 12

Палеонтологическая характеристика:

11,5 м - амmonoидеи *Striatosirenites kedonensis* Bytschk.; колеоидеи *Belemnoceras darkense* Pop.

4. Аргиллиты темно-серые с прослоями глинистых известняков и фосфатно-карбонатными конкрециями .... 42

Палеонтологическая характеристика:

0,5 - 1 м - амmonoидеи *Striatosirenites kedonensis* Bytschk.; колеоидеи *Belemnoceras darkense* Pop., *B. cf. darkense* Pop.;

1,5 - 2,5 м - амmonoидеи *Striatosirenites kedonensis* Bytschk.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob., *Germanonautilus popowi* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

4 м - наутилоидеи *Germanonautilus popowi* Sob.;

6 м - амmonoидеи *Pterosirenites auritus* Tozer, *Striatosirenites* sp.; наутилоидеи *Germanonautilus cf. popowi* Sob.;

10 м - наутилоидеи *Germanonautilus cf. popowi* Sob.;

12 - 14 м - амmonoидеи *Striatosirenites kinasovi* Bytschk., *S. aff. kinasovi* Bytschk., *Pinacoceras regiforme* Diener; наутилоидеи *Proclydonautilus spirolobus* (Dittmar), *Germanonautilus popowi* Sob.; колеоидеи «*Atractites*» sp.;

18 - 20 м - амmonoидеи *Striatosirenites cf. kinasovi* Bytschk., *S. sp.*; наутилоидеи *Proclydonautilus spirolobus* (Ditt.);

25 м - амmonoидеи *Striatosirenites* sp., *Pinacoceras cf. regiforme* Diener.;

29 м - наутилоидеи *Proclydonautilus spirolobus* (Ditt.), *Germanonautilus popowi* Sob.;

38-40 м - амmonoидеи *Pterosirenites auritus* Tozer; наутилоидеи *Proclydonautilus spirolobus* (Ditt.), *Germanonautilus popowi* Sob.;

Граница между карнийским и норийским ярусами проходит внутри слоя 4, в 6 м от основания.

5. Аргиллиты алевролитистые зеленовато-серые с прослоями известковистых песчаников. В основании и кровле слоя прослой (0,2 м) белых каолиновых глин ..... 7

Перекрываются аргиллиты известняками-ракушняками бургагчанской свиты, почти нацело состоящими из левых и правых створок *Monotis ochotica* Keyserling.

### Бассейн р. Адычи

Сводный разрез карнийских и нижненорийских отложений района составлен по нескольким обнажениям, расположенным в среднем течении рек Дербек и Нельгесе (рис.4). Описание разрезов и сбор окаменелостей были выполнены А.Ю.Егоровым, Ю.А.Богомоловым и М.К.Максимовым в 1988 году.

В среднем течении р. Дербек, в 10 км выше устья руч. Молтыркан (обнажения 6231, 6232, 6238 и 7003), наблюдалась следующая последовательность напластования:

1. Песчаники. Видимая мощность ..... 30

2. Аргиллиты темно-зеленовато-серые с конкрециями ..... 116

Палеонтологическая характеристика:

12 - 17 м - амmonoидеи *Yanosirenites buralkitensis* (Pop.), *Y. semkanensis* (Bytschk.);

58 м - амmonoидеи *Neoprotrachyceras seimkanense* Bytschk.;

104 м - амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.);

107 м - амmonoидеи *Neosirenites armiger* (Voz.), *N. ex gr. armiger* (Voz.), *Sirenites ex gr. zhakanensis* Bytschk.;

110 м - амmonoидеи *Arctophyllites cf. okhotensis* Konst.;

114 м - наутилоидеи *Proclydonautilus goniatites* (Hauer).

3. Песчаники ..... 4

4. Переслаивание песчаников и алевролитов. По всему слою распространены конкреции ..... 7

5. Алевролиты темно-зеленовато-серые с конкрециями ..... 52

Палеонтологическая характеристика:

3 м - наутилоидеи *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* Sob.;

23,5 м - амmonoидеи *Arctophyllites cf. okhotensis* Konst.;

25 м - амmonoидеи *Proarcestes* sp.;

44,5 м - амmonoидеи *Yakutosirenites cf. pentastichus* (Voz.); наутилоидеи *Proclydonautilus aff. pseudoseimkanensis* Sob.

В обнажении 7013 на ручье Эментек (бассейн р. Нельгесе) вместе с амmonoидеями *Yakutosirenites pentastichus* (Voz.) были найдены колеоидеи *Belemnoceras darkense* Pop.

50 м - амmonoидеи *Sirenites yakutensis* Kipar., *S. sp.*; наутилоидеи *Proclydonautilus ex gr. pseudoseimkanensis* Sob.

6. Алевролиты зеленовато-серые с прослоями песчаников ..... 50

7. Переслаивание песчаников и алевролитов. В интервале 30-40 м от основания - прослой алевролитов. По всему слою распространены конкреции ..... 60

Палеонтологическая характеристика:

35 м - амmonoидеи *Sirenites* sp.;

42 м - амmonoидеи *Paratrachyceras* sp., *Proarcestes verchojanicus* Kipar.

8. Алевролиты темно-зеленовато-серые с конкрециями ..... 54

Палеонтологическая характеристика:

34 м - наутилоидеи *Germanonautilus popowi* Sob.;

39 м - амmonoидеи *Arctophyllites okhotensis* Konst.;

41 м - наутилоидеи *Germanonautilus cf. popowi* Sob.

9. Переслаивание алевролитов и песчаников. По всему слою распространены конкреции ..... 30

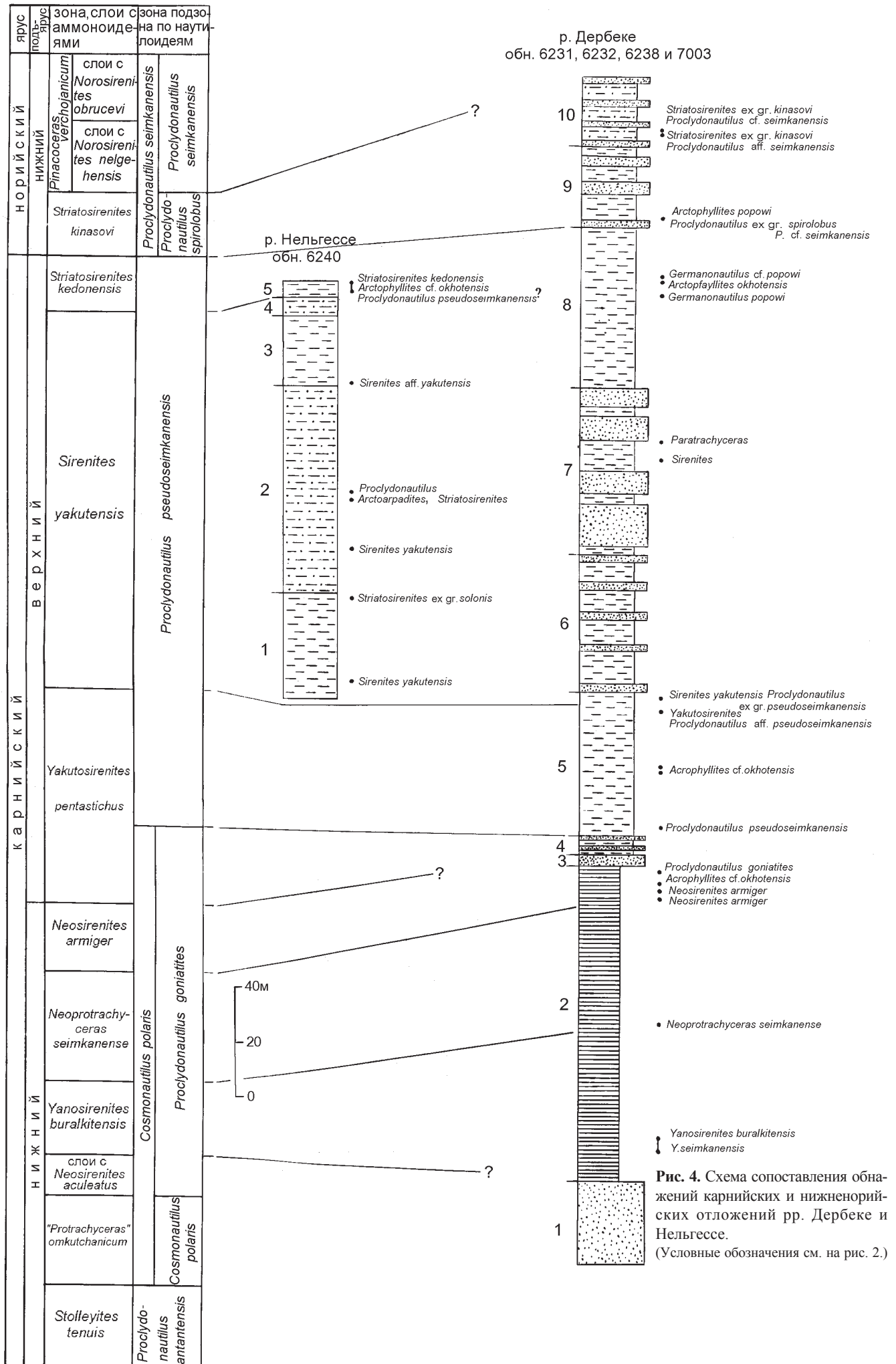
Палеонтологическая характеристика: 3 м - амmonoидеи *Arctophyllites popowi* Archipov; наутилоидеи *Proclydonautilus cf. spirolobus* (Ditt.), *P. cf. seimkanensis* Bytschk.

Граница между карнийским и норийским ярусами проходит внутри слоя 9, в 3 м от основания.

10. Алевролиты песчаные с прослоями песчаников и редкими конкрециями. Видимая мощность ..... 25

Палеонтологическая характеристика: 5 м - амmonoидеи *Striatosirenites ex gr. kinasovi* Bytschkov.; наутилоидеи *Proclydonautilus cf. seimkanensis* Bytschk.

В среднем течении р. Нельгесе, в районе устья руч. Эментек (обнажение 6240), разрез карния имеет следующее строение:



1. Алевролиты темно-зеленовато-серые. Видимая мощность ..... 38  
Палеонтологическая характеристика:  
6 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipar.;  
36 м - аммоноидеи *Striatosirenites* ex gr. *solonis* Mojs.
2. Алевролиты песчанистые с конкрециями ..... 75  
Палеонтологическая характеристика:  
16 м - аммоноидеи *Sirenites yakutensis* Kipar.;  
33 м - аммоноидеи *Striatosirenites* sp., *Arctoarpadites* aff. *costatus* Tozer;  
36 м - наутилоидеи *Proclydonautilus* sp.
3. Алевролиты темно-зеленовато-серые с конкрециями ..... 25  
Палеонтологическая характеристика: 1 м - аммоноидеи *Sirenites* aff. *yakutensis* Kipar., *Proarcestes verchojanicus* Kipar.
4. Алевролиты песчанистые с конкрециями ..... 7  
5. Алевролиты темно-зеленовато-серые. Видимая мощность ..... 6  
Палеонтологическая характеристика:  
2 - 3 м - аммоноидеи *Striatosirenites kedonensis* Bytschk., *Arctophyllites* cf. *okhotensis* Konst., *Proarcestes* ex gr. *verchojanicus* Kip.; наутилоидеи *Proclydonautilus pseudo-seimkanensis* Sob.

### Хараулахский хребет

Отложения верхнего триаса района в разные годы изучали В.С. Андреев, Э.Н.Аплонова, М.Н.Вавилов, И.С. Грамберг, А.М.Казаков, Н.С.Спири и др.

Исследованный нами разрез верхнего триаса расположен на правом берегу р. Даркы (рис.5), напротив устья ее левого притока - р. Някучан (обнажение 52), и имеет следующее строение:

### Эбтиемская свита

1. Песчаники темно-зеленовато-серые, массивные с галькой глинистых пород в основании. Видимая мощность ..... 5,5  
2. Аргиллиты алевритистые, темно-серые ..... 2  
3. Алевролиты глинистые, темно-серые ..... 6,5  
Палеонтологическая характеристика: 4 м - наутилоидеи *Cenoceras boreale* Dagys et Sob.; ортоцератоидеи *Trematoceras* sp.1;  
4. Аргиллиты алевритистые, темно-серые ..... 3  
Палеонтологическая характеристика: 2,3 м - аммоноидеи «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* Bytschk.  
5. Алевролиты зеленовато-серые ..... 9  
Палеонтологическая характеристика: 7,2 м - аммоноидеи *Neoprotrachyceras* cf. *seimkanense* (Bytschk.).  
6. Аргиллиты темно-серые, мелкооскольчатые ... 15  
7. Алевролиты глинистые, темно-зеленовато-серые с фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 5,6  
Палеонтологическая характеристика: 3,5 - 4,5 м - аммоноидеи *Neosirenites armiger* (Voz.); наутилоидеи *Germanonautilus* sp. nov.  
8. Алевролиты песчанистые, зеленовато-серые с фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 7

Палеонтологическая характеристика:

- 2,5 м - аммоноидеи *Neosirenites* ex gr. *armiger* (Voz.), *Sirenites* ex gr. *ovinus* Tozer, *Arpaditidae*, *Arctophyllites okhotensis* Konst.; наутилоидеи *Cosmonautilus polaris* Sob., *Proclydonautilus goniatis* (Hauer), *Germanonautilus* sp. nov.;  
3,5 - 4 м - аммоноидеи *Neosirenites armiger* (Voz.), *Sirenites* cf. *ovinus* Tozer;  
5 - 6 м - аммоноидеи *Yakutosirenites* cf. *pentastichus* (Voz.), *Y.* aff. *pentastichus* (Voz.), *Striatosirenites* ex gr. *striatofalcatus* (Hauer); наутилоидеи *Germanonautilus* aff. *popowi* Sob.
9. Песчаники зеленовато-серые, косослоистые ... 3,5  
10. Алевролиты темно-зеленовато-серые, в верхней части с фосфатно-карбонатными конкрециями ..... 13,5  
Палеонтологическая характеристика: 12 м - наутилоидеи *Germanonautilus* cf. *popowi* Sob.  
11. Аргиллиты алевритистые, темно-серые с редкими крупными глинисто-карбонатными конкрециями .... 12  
Палеонтологическая характеристика:  
8 м - аммоноидеи *Arctophyllites okhotensis* Konst.;  
9 м - аммоноидеи *Yakutosirenites* ex gr. *pentastichus* (Voz.), *Neosirenites irregularis* (Kipar.);  
10,5 м - аммоноидеи *Sirenites* ex gr. *yakutensis* Kipar., *Neosirenites irregularis* (Kipar.), *Striatosirenites solonis* (Mojs.); наутилоидеи *Germanonautilus* cf. *popowi* Sob.; колеоидеи *Belemnoceras darkense* Pop.  
12. Алевролиты темно-серые. Видимая мощность .... 5,5  
Палеонтологическая характеристика: 1 м - аммоноидеи *Striatosirenites kinasovi* Bytschk., *Arctophyllites* (?) sp. ind.  
Граница между карнийским и норийским ярусом проходит в основании слоя 12.

### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Проведенный анализ стратиграфического пространства цефалопод в изученных разрезах верхнего триаса Северного Хараулаха, бассейна р.Яны, Омолонского массива и Северного Приохотья позволяет выделить в отложениях карнийского яруса и нижненорийского подъяруса 12 последовательно сменяющихся комплексов по аммоноидеям и 6 - по наутилоидеям (рис.6). Расчленение верхнего триаса северо-востока России по ортоцератоидеям и колеоидеям пока затруднительно ввиду крайне слабой их изученности.

Комплекс нижней аммоноидной зоны карнийского яруса *Stolleyites tenuis* включает вид-индекс, *Stolleyites gibbosus* и *Arctophyllites taimyrensis*. Только в верхней части зоны встречаются *Stolleyites* sp., имеющие гладкую тонкую раковину на ранних стадиях роста.

Для вышележащей зоны «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* характерны первые на северо-востоке России трахицератиды «*Protrachyceras*» *omkutchanicum*, «*P.*» aff. *omkutchanicum*. Обычны находки вида *Arctophyllites taimyrensis*, перешедшего из зоны *tenuis*.

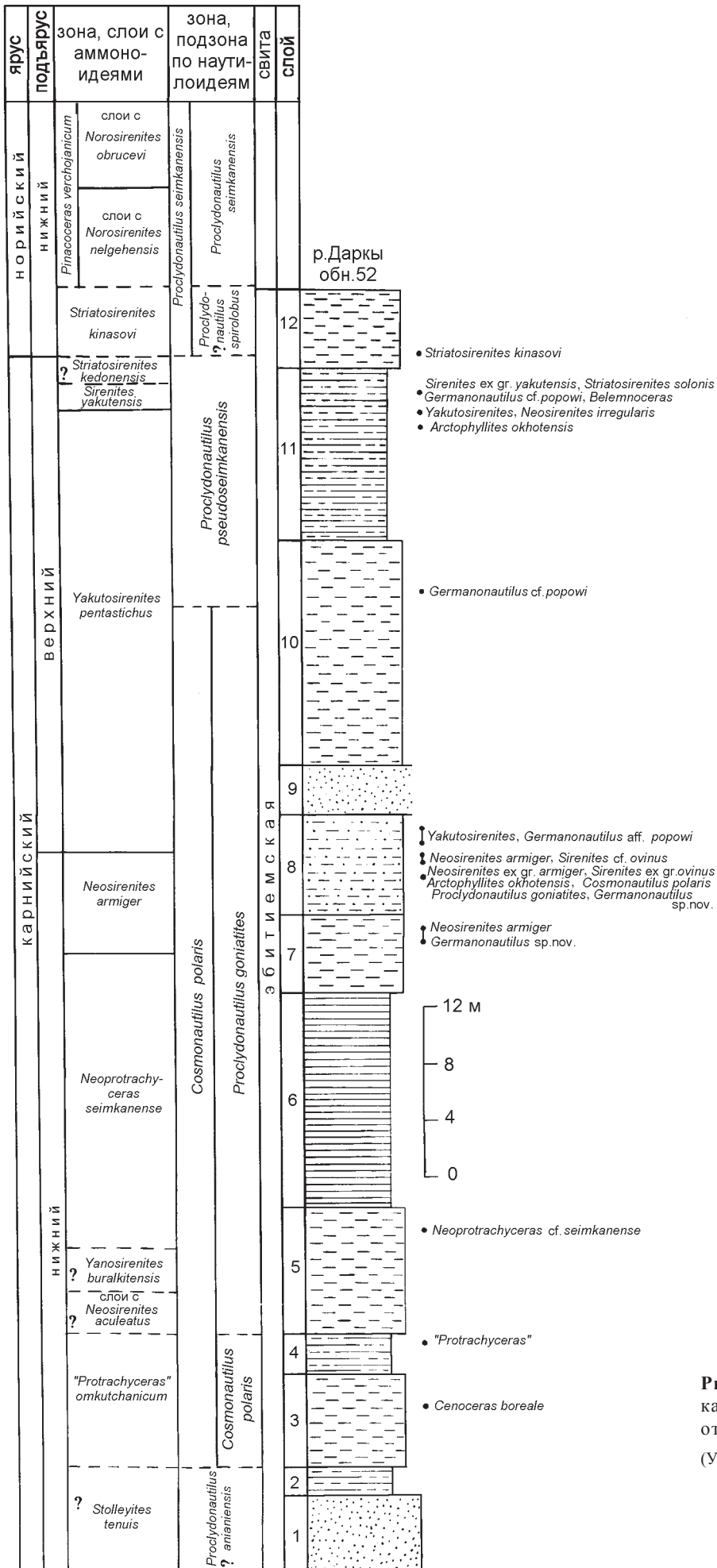


Рис. 5. Стратиграфическая колонка карнийских и нижненорийских отложений на р. Даркы.  
(Условные обозначения см. на рис. 2.)

В следующем, более молодом комплексе слоев с *Neosirenites aculeatus*, установленном только на р. Второй Сентябрьской в Северном Приохотье, доминирует вид-индекс, реже встречаются *Neosirenites pseudopentastichus*, *Arctophyllites okhotensis* и *Proarcestes* sp. ind.

Комплекс аммоноидей вышележащей новой зоны *Yanosirenites buralkitensis* включает *Y. buralkitensis*, *Y. seimkanensis*. Редко в низах зоны встречаются *Neosirenites pseudopentastichus*, переходящие из нижележащих слоев.

В зоне *Neoprotrachyceras seimkanense* аммоноидеи представлены скудным комплексом, для которого единственным характерным видом является вид-индекс зоны.

Для следующей выше новой зоны *Neosirenites armiger* характерны следующие аммоноидеи: *Neosirenites armiger*, *N. sp.*, первые на северо-востоке России представители рода *Sirenites* (*S. ovinus*, *S. zhakansensis*), *Proarcestes afanasijevi*, *P. sp.* и проходящий из слоев с *Neosirenites aculeatus* вид *Arctophyllites okhotensis*.

Аммоноидеи зоны *Yakutosirenites pentastichus* представлены видом-индексом, *Yakutosirenites* ex gr. *pentastichus*, *Sirenites serotimus*, *Neosirenites irregularis*, *Proarcestes verchojanicus*, *P. afanasijevi*, *P. gaytani*. В верхней части зоны встречаются редкие *Striatosirenites* ex gr. *solonis* и *S. ex gr. striatofalcatus*.

В комплекс аммоноидей следующей зоны *Sirenites yakutensis* входят: *Sirenites yakutensis*, *S. ex gr. yakutensis*, *Neosirenites irregularis*, *Striatosirenites* ex gr. *solonis*, *Paratrachyceras* sp., *Arctoarpadites costatus* и *Arctophyllites okhotensis*. Только в верхней части зоны встречаются *Striatosirenites* sp.

Для терминальной зоны карнийского яруса *Striatosirenites kedonensis*, впервые выделяемой в данной работе, специфичным является только вид-индекс. В зоне встречаются также *Arctophyllites okhotensis* и *Proarcestes verchojanicus*, переходящие из нижележащих слоев.

Комплекс аммоноидей нижней зоны норийского яруса *Striatosirenites kinasovi*, впервые выделяемой в данной статье, включает *Striatosirenites kinasovi*, *S. aff. kinasovi*, *Pterosirenites auritus*, *Pinacoceras regiforme* и *Arctophyllites popovi*.

Распределение аммоноидей в стратотипе зоны *Pinacoceras verchojanicum* позволяет расчленить ее на слои с *Norosirenites nelgehensis* внизу и слои с *Norosirenites obrucevi* вверху. Для нижних слоев характерны виды *Norosirenites nelgehensis* (доминант) и более редкие *Yanotrachyceras ulynense*, *Pinacoceras verchojanicum* и *Arcestes* ex gr. *colonus*. Комплекс верхних слоев включает *Norosirenites obrucevi*, *Pinacoceras verchojanicum* и *Wangoceras* (?) sp.

Нижний комплекс наутилоидей зоны *Proclydonautilus anianiensis* включает вид-индекс, *Proclydonautilus okhotensis*, *Cenoceras boreale* и представителей рода *Sibyllonautilus*.

Комплекс наутилоидей следующей выше подзоны *Cosmonautilus polaris* одноименной зоны объединяет вид-индекс, переходящие из нижнего комплекса *Cenoceras boreale* и редкие виды рода *Sibyllonautilus*.

В комплексе подзоны *Proclydonautilus goniatites* появляются первые клидонаутилиды с ретикулярной скульптурой (вид-индекс) и первые представители рода *Germanonautilus* (*G. popowi*, *G. aff. popowi*, *G. sibiricus*, *G. sp. nov.*). Кроме того, для комплекса характерны *Cosmonautilus polaris* и *C. aff. polaris*.

Для следующего, более молодого, комплекса наутилоидей зоны *Proclydonautilus pseudoseimkanensis* кроме вида-индекса характерны *Proclydonautilus sinekensis*, *P. aff. sinekensis*, *Germanonautilus sibiricus* и *G. popowi*.

Комплекс наутилоидей, впервые выделяемой в составе зоны *Proclydonautilus seimkanensis*, подзоны *P. spirulobus* включает вид-индекс, *Germanonautilus popowi* и более редкие *Proclydonautilus seimkanensis*.

Самый молодой комплекс наутилоидей новой подзоны *Proclydonautilus seimkanensis* характеризуется двумя видами: *P. seimkanensis* и *Germanonautilus popowi*.

Соотношение стратиграфических интервалов распространения наутилоидных и аммоноидных комплексов приведено на рисунке 6.

В исследованных разрезах крайне редкие находки ортоцератоидей (по-видимому, из рода *Trematoceras*) были сделаны в отложениях аммоноидных зон «*Protrachyceras*» *omkutchanicum* (р. Дарки, обн.52) и *Neosirenites armiger* (р. Омкучан, обн.101). Остатки фрагмоконов колеоидей, условно отнесенных здесь к роду *Atractites*, встречены на всех стратиграфических уровнях карния и нижнего нория. Определенный интерес для стратиграфии верхнего триаса региона могут представлять колеоидеи вида *Belemnoceras darkense* Popov. Находки ростров этого вида зафиксированы на обширной территории от Хараулахского хребта до Северного Приохотья и приурочены к довольно узкому стратиграфическому диапазону, равному верхнекарнийским аммоноидным зонам *Yakutosirenites pentastichus*, *Sirenites yakutensis* и *Striatosirenites kedonensis*. Указания о происхождении этого вида из отложений нижнего карния [12] проведенными исследованиями не подтвердились.

Подробное описание предлагаемых зональных шкал, обоснование возраста подразделений и





их глобальная корреляция будут приведены в следующей статье.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект N 97-05-65290).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов Ю.В. Новая зональная схема верхнетриасовых отложений бассейна р. Яны // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195, N 1. С. 151-154.
- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974.
- Архипов Ю.В., Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Новая зональная схема триасовых отложений Северо-Востока СССР // Новые данные по границе перми и триаса СССР. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1972. С. 8-11.
- Бычков Ю.М. Зональное расчленение триаса Северо-Востока СССР и границы его ярусов и подъярусов // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Часть 2: Мезозой. Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 19-53.
- Бычков Ю.М. Опорные разрезы триаса верховьев р. Колымы и Северного Приохотья // Стратиграфия и фауна бореального триаса. М.: Наука, 1977. С. 51-83.
- Бычков Ю.М. Позднетриасовые трахицератиды и сирениитиды верховьев Яны Охотской. Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 1995.
- Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Этапность в развитии позднетриасовой фауны моллюсков и проблема границы карнийского и норийского ярусов на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. 1973. N 6. С. 3-10.
- Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Биостратиграфическое расчленение карнийского яруса и граница его с норийским на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975. Вып. 22. С. 10-18.
- Бычков Ю.М., Полуботко И.В. Верхний триас // Общая шкала триасовой системы СССР: Объяснительная записка. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. С. 63-104.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
- Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
- Дагис А.С., Нальняева Т.И. Ревизия рода *Belemnosceras* Popow из карнийских отложений Сибири // Система и филогения ископаемых беспозвоночных. М.: Наука, 1987. С. 89-94.
- Дагис А.С., Соболев Е.С. Закономерности развития бореальных наутилоидей и зональная стратиграфия триаса // Геология и геофизика. 1992. N 3. С. 3-10.
- Archipov Y.V., Bytschkov Y.M., Polubotko I.V. A new scheme for Triassic deposits from Northeast USSR // Abstr. Pap. Intern. Permian-Triassic Conf. Bull. Canad. Petrol. Geol. 1971. V. 19, N 2. P. 313-314.

Поступила в редакцию 12 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Попеко Л.И.

*A.G.Konstantinov, Ye.S.Sobolev*

### **Biostratigraphic scheme for the Carnian and Lower Norian of northeast Russia.**

#### **Article 1. Description of sections, and stratigraphic range of cephalopods**

The main sections of the Carnian and Lower Norian of Northern Priokhotie, Omolon massif, Adycha River Basin and Kharaulakh Range are described by layers. The stratigraphic range of ammonoids, nautiloids and coleoids is analyzed, and assemblages of the species are distinguished and traced on the study territory. Twelve ammonoid and six nautiloid assemblages are recognized in the Carnian and Lower Norian of northeast Russia. These data are the basis for improving and detailing the biostratigraphic scheme of the Boreal Upper Triassic.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КАРБОНА  
СЕВЕРА ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

А.Г.Клец\*, С.Г.Кисляков\*\*

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

\*\*Хабаровское государственное геологическое предприятие, г.Хабаровск

Установлена последовательная смена фаунистических комплексов в разрезах каменноугольных отложений южной части Верхояно-Колымской складчатой области и Охотского массива. На основе выделенных слоев с фауной разрезы скоррелированы между собой и с разрезами смежных регионов, дана биостратиграфическая характеристика региональных и местных стратиграфических подразделений.

Геологосъемочные и стратиграфические работы, проведенные в 80-е годы на севере Хабаровского края (южной части Южно-Верхоянской зоны Верхояно-Колымской складчатой системы), а также анализ имеющихся материалов по смежным территориям (Аянская и Баладекская зоны Сибирской платформы) в связи с новыми биостратиграфическими построениями позволили представить детальную стратиграфическую схему каменноугольных отложений (таблица, рисунок), которая была принята IV межведомственным стратиграфическим совещанием по докембрию и фанерозию юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья [11]. Палеонтологическая основа посвитного расчленения опорных геологических разрезов рассмотрена ранее [7], а литолого-стратиграфическая характеристика конкретных свит и толщ приведена [4, 5]. Для южной части Верхояно-Колымской складчатой системы в качестве региональных стратиграфических подразделений приняты горизонты, впервые выделенные на Сетте-Дабане (за пределами рассматриваемой территории) и утвержденные II Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по докембрию и фанерозию Северо-Востока СССР [10]. В нижнем карбоне это хамамытский, киренский, чугучанский, овлачанский и нижняя часть хатынахского горизонтов, в среднем - верхняя часть хатынахского, наталинский и большая часть экачанского горизонта, в верхнем карбоне - верхи экачанского и суркечанский горизонты. Впервые для среднего и верхнего карбона выделены вспомогательные биостратиграфические подразделения - слои с фауной.

Граница девона и карбона палеонтологически обоснована в междуречье Ньюлик-Качи (ручьи Джугаджак и Долгуннах). В основании единой карбонатной толщи, рассматриваемой ранее как хамамытская свита нижнего карбона (верхний турне), обнаружены

многочисленные брахиоподы, характерные для фамена, что позволило выделить самостоятельную известняково-доломитовую толщу (известняки, доломиты, конгломераты - 60 м) позднедевонского возраста. Она трансгрессивно залегает на породах нижнего ордовика. В известняках, перекрывающих образования фамена, установлено два характерных комплекса органических остатков (см. табл.). Возраст первого комплекса - раннетурнейский, им охарактеризована Долгуннахская свита (органогенные и пелитоморфные известняки - 290 м). Второй комплекс - позднеурнейский - содержит вышележащая хамамытская свита (органогенные известняки, туфы кремнистые породы - 110 м), что соответствует объему **хамамытского** горизонта.

К визейскому ярусу в схеме отнесены **киренский**, **чугучанский** и нижняя часть **овлачанского** горизонтов. Характерный комплекс органических остатков киренского горизонта содержится в разрезе куранахской свиты и толщи известковистых алевролитов в бассейнах рек Ким, Чара, Мурамня и Иникан. На правобережье р.Ким помимо брахиопод (см. табл.) в низах толщи определены конодонты *Polygnathus communis* Br. et M., *P. purus purus* Voges и остракоды *Bairdia zaninae* Posner, *B. extenuata* Tschigova и др. К чугучанскому горизонту отнесена качинская толща, представленная туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами, алевролитами, кремнистыми породами с брахиоподами *Stenosisma* (?) *verae* Abr. et Grig. Кроме единственного вида брахиопод на близком стратиграфическом уровне лишь в бассейне рек Кухтуй, Ульбея содержится богатый комплекс мшанок, брахиопод и криноидей: *Fenestella* ex gr. *triangularis* Nekh., *Polypora* ex gr. *sibirica* Jan., *Sulcoretepora* cf. *minuta* Mor., *Punctospirifer* ex gr. *octoplicatus* (Sow.), *Fluctuaria* ex gr. *undata* (Defr.), *Echino-*

Таблица. Корреляция разрезов каменноугольных отложений южной части Верхояно-Колымской складчатой области, Охотского массива и Сибирской платформы

| Общая стратиграфическая шкала |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              | Региональные стратиграфические подразделения |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|-------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Система                       | Отдел                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | срус         | Горизонт                                     | Характерные комплексы фауны и флоры                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              | Брахиоподы, фораминиферы, кораллы                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| Каменноугольная               | Верхний                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Гжельский    | Сурецкий                                     | п. оия: <i>Jakutoproductus expositus</i> - <i>Pterospirifer terechovi</i> ;<br>брахиоподы: <i>Jakutochonetes tachanensis</i> Klets, <i>Attenuatella omolonensis</i> Zav., <i>Akatchania plana</i> Klets                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              | Слоия: <i>Plicatiferina neoplikatilis</i> ; брахиоподы: <i>Plicatospiriferella costatus</i> Klets, <i>Phricodothyris lenaensis</i> Abr. et Grig., <i>Camerisma pentameroides</i> (Tschern.), <i>C. judomaensis</i> Abr., <i>Stenosisma</i> aff. <i>sibirica</i> Abr., <i>Linoproductus cora</i> (Orb.), <i>Tyramnia jakutica</i> Sol., <i>Achunoproductus achunovensis</i> (Step.), неопределимые наутилалды; кораллы: жулопориды <i>Meniscophyllum</i> sp. |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | Касимовский  |                                              | Слоия: <i>Muirwoodia mammata</i> ;<br>брахиоподы: <i>Waagenoconcha skinderi</i> Sar., <i>Phricodothyris lenaensis</i> Abr. et Grig., <i>Camerisma judomaensis</i> Abr.,                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              | Средний                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Московский                                                                                                                                                                                                                                                                                                | Экачанский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|                               | Брахиоподы: <i>Quinquinella</i> sp., <i>Jakutochonetes</i> (?) sp., <i>Neochonetes afanasjevae</i> Abr. et Grig., <i>Reticularina acutiplicata</i> Sok., <i>Paeckelmanella praexpansa</i> Klets                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               | Слоия: <i>Verchojania kaschirzevi</i> ; брахиоподы: <i>Plicatospiriferella praegeliensis</i> Klets, <i>Karavankina ekatchanensis</i> (Abr.), <i>Jakutella sarytchevae</i> Abr., <i>Antiquatonia posthindi</i> Sol., <i>Fimbriaria ? gracilis</i> Abr. et Grig., <i>Muirwoodia martianovi</i> (Lap.), <i>Brachythyris ekatchanensis</i> Abr., <i>B. vladimiri</i> (Abr.), <i>Neospirifer licharewi</i> Abr., <i>Zaissania rossipensis</i> Klets, гониатиты: <i>Parajakutoceras secretum</i> Popov., <i>?Phaneroeras</i> sp., <i>Jakutoceras</i> sp., <i>Kayutoceras</i> sp., <i>Jakutoglyphirites involutus</i> Popov |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               | Башкирский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Наталинский  | Хатынахский                                  | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Слоия: <i>Verkhotomia tukulaensis</i> ;<br>брахиоподы: <i>Balakhonia insinuata</i> (Girty), <i>Streptorhynchus tomskiensis</i> (Janisch.), <i>Taimyrella afanasjevi</i> Abr. et Grig., <i>Heteralosia lanensis</i> Klets, <i>Paeckelmanella praexpansa</i> Klets<br>Гониатиты: <i>Stenopronorites</i> sp. |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | Слоия: <i>Yanshinoceras alexandri</i> ;<br>Гониатиты: <i>Yanshinoceras alexandri</i> Andr.                                                                                                                                                                                                                |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               | Нижний                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Серпуховский | Овачанский                                   | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Брахиоподы: <i>Sajakella formosa</i> Nasik., <i>Antiquatonia posthindi</i> Sol., " <i>Waagenoconcha</i> " cf. <i>nikolaevi</i> Gan., <i>Lanipustula baicalensis</i> (Masl.), <i>Orulganina</i> aff. <i>baicalensis</i> Afan., <i>Paeckelmanella</i> sp.                                                   |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | Брахиоподы: <i>Spirifer byrangi</i> Tschernjak, <i>Neospirifer</i> aff. <i>holodnensis</i> Tschern., <i>Orulganina</i> aff. <i>baicalensis</i> Afan.                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | Визейский    | Киренский                                    | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Брахиоподы: <i>Punctospirifer</i> ex gr. <i>octoplicatus</i> (Sow.), <i>Fluctuaria</i> ex gr. <i>undata</i> (Defr.), <i>Echinoconchus punctatus</i> (Mart.), <i>Tomiproductus elegantulus</i> (Tolm.), <i>Stenosisma</i> (?) <i>verae</i> Abr. et Grig.                                                                                                                               |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Брахиоподы: <i>Spirifer besnossovae</i> Abr., <i>Mesoplica abysshevensis</i> Sar., <i>Pustula altaica</i> Toulou, <i>Avonia minima</i> (Tolm.), <i>Prospira settedabanica</i> (Abr.), <i>Tylothyris laminosus</i> (Mc Cou)                                                                                                                                                            |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | Турнейский   | Хаманьский                                   | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Хатынахский                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Брахиоподы: <i>Prospira settedabanica</i> (Abr.), <i>Rugosochonetes illinoisensis illinoisensis</i> (Weller), <i>Unispirifer</i> sp.<br>Кораллы: <i>Zaphrentites</i> ex gr. <i>constrictus</i> Carr., <i>Siphonophyllia cylindrica</i> (Scoul.), <i>Caninia cornucopiae</i> Mich.                                                                                                     |
|                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |              |                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Брахиоподы: <i>Setigerites</i> sp., <i>Martina</i> sp., <i>Semiproductus irregularicostatus</i> (Krest. et Karp.), <i>Molandispirifer</i> sp. <i>Urekchania</i> sp., кораллы: <i>Siphonophyllia</i> sp., <i>Keyserlingophyllum</i> ex gr. <i>longiseptum</i> Dobrol., <i>Parasiphonophyllia</i> ex gr. <i>ciacynatum</i> (Onopr.), <i>Tabulophyllum</i> ex gr. <i>direktum</i> Onopr. |

Продолжение таблицы

| Корреляция местных стратиграфических разрезов                       |  |                                 |  |                               |  |                                     |  |                                   |  |
|---------------------------------------------------------------------|--|---------------------------------|--|-------------------------------|--|-------------------------------------|--|-----------------------------------|--|
| Верхоянская Колымская складчатая система (Южная Верхоянская зона Ч) |  |                                 |  |                               |  |                                     |  | Охотский массив (Охотская зона Ч) |  |
| 1-й район (Тудай-Одомай)                                            |  | 2-й район (Жачий-Тихая-Акачана) |  | 3-й район (Тури-Одомай)       |  | 4-й район (Жим-Нарай-Мурамы-Иникан) |  | 5-й район (Нюти-Нилгысыг)         |  |
| Ускачанская свита 580м                                              |  | Верхняя подсвита 105ф 90м       |  | Ускачанская свита 455м        |  | Верхняя подсвита 680м               |  | Толща песчаников                  |  |
| Тукулахская свита 405м                                              |  | Нижняя подсвита 5т0ф 6т0м       |  | Тукулахская свита 450м        |  | Нижняя подсвита 9т0м                |  |                                   |  |
| Таачанская свита 665м                                               |  | Таачанская свита 75ф 100м       |  | Верхняя подсвита 680м         |  | Таачанская свита 1т95м              |  | с иландинская свита 510м          |  |
| Мишкинская свита 800м                                               |  | Мишкинская свита 915ф 1100м     |  | Нижняя подсвита               |  | Мишкинская свита 655ф 795м          |  |                                   |  |
| Верхняя подсвита 550м                                               |  | Верхняя подсвита 880м           |  | Нижняя подсвита 780м          |  | Тылахская свита 550м                |  | Тылахская свита 705м              |  |
| Нижняя подсвита 1т00м                                               |  | Нижняя подсвита 1т40м           |  | Наталинская свита 1000ф 1т00м |  |                                     |  |                                   |  |
| Верхняя подсвита 475м                                               |  | Средняя подсвита 450м           |  | Толща алевритов 660м          |  | Толща аргиллитов 790м               |  | Толща алевритов 10ф 1т00м         |  |
| Нижняя подсвита 40м                                                 |  | Нижняя подсвита 40м             |  |                               |  |                                     |  |                                   |  |
| Эркинская свита 100м                                                |  | Эркинская свита 480м            |  | Чубуканская свита             |  | Толща аргиллитов 790м               |  | Толща алевритов 10ф 1т00м         |  |
| Качинская свита 690м                                                |  | Качинская свита                 |  | Усть-Качинская свита 440м     |  | Толща алевритов 10ф 1т00м           |  |                                   |  |
| Хамамытская свита 110м                                              |  | Хамамытская свита               |  | Хамамытская свита 500м        |  | Хамамытская свита 1т0ф 410м         |  | Хамамытская свита 1т0ф 410м       |  |
| Долгуннахская свита 1т90м                                           |  | Долгуннахская свита             |  | свита                         |  | свита                               |  |                                   |  |
| Щ                                                                   |  | Щ                               |  | Щ                             |  | Щ                                   |  | Щ                                 |  |
| Щ                                                                   |  | Щ                               |  | Щ                             |  | Щ                                   |  | Щ                                 |  |

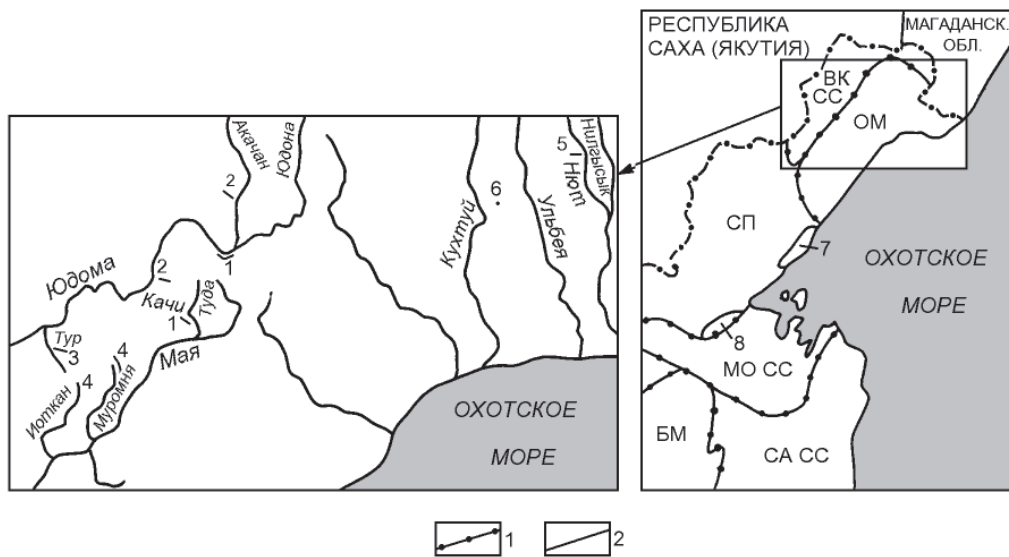
## Окончание таблицы

| Корреляция местных стратиграфических разрезов |                                  |                                                                                                       | Стратиграфические<br>схемы<br>смежных регионов        |
|-----------------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| Охотский массив<br>(Охотская зона)            | Сибирская платформа              |                                                                                                       |                                                       |
| б.рр.Кухтуй, Ульбея                           | Аянская зона                     | Баладекская зона                                                                                      | Колымо – Омолонский<br>массив<br>(Ганелин В.Г., 1977) |
|                                               | 7.                               | 8. р.Гербикан                                                                                         |                                                       |
| Гадекчанская<br>свита                         | Ландорская<br>свита<br>100-200 м |                                                                                                       | Пареньский<br>горизонт                                |
| 620 м                                         |                                  |                                                                                                       | Ольчинский<br>горизонт                                |
| ?                                             |                                  |                                                                                                       | Магарский<br>горизонт                                 |
| Толща<br>алевролитов,<br>песчаников           |                                  |                                                                                                       | Неруинский<br>горизонт                                |
| >300 м                                        |                                  | Толща песчаников,<br>алевролитов, ракуш-<br>няков, гравелитов,<br>дресвяников, гли-<br>нистых сланцев | ?                                                     |
|                                               |                                  | 700 м                                                                                                 |                                                       |
| D <sub>3</sub>                                | ?                                | Pz <sub>2</sub>                                                                                       |                                                       |

*conchus punctatus* (Mart.), *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.), *Arenariacrinus arenarines* (Yelt. et Schew.), *Camptocrinus* cf. *beuveri* Moore et Jeffards. Суммарно киренский и чугучанский горизонты сопоставляются с неруинским горизонтом Колымо-Омолонского массива. С неруинским же горизонтом сопоставлены отло-

жения верхней части (400м) разреза по р.Гербикан [5] содержащего брахиоподы *Schellwienella* cf. *crenistris* (Phill.), *Camarotoechia mutata* (Hall), *Syringothyris* aff. *hannibalensis* Sow., *Prospira* cf. *tornacensis* (Kon.).

Характерных органических остатков **овлачанского** горизонта на описываемой территории не най-



**Рис.** Расположение типовых геологических разрезов.

1-2 границы: 1 - основных тектонических структур; 2 - структурно-формационных зон и блоков.

СП - Сибирская платформа; складчатые системы: МОСС - Монголо-Охотская, САСС - Сихотэ-Алиинская, ВКСС - Верхояно-Колымская; массивы: БМ - Буреинский, ОМ - Охотский.

Цифры - номера колонок в стратиграфической схеме.

дено, поэтому в левой части схемы в графе региональные подразделения показан объединенный для чугучанского и овлачанского комплекс фауны (см. табл.). Условно к овлачанскому горизонту отнесены чубуканская толща (р. Качи), верхняя (рр. Ким, Кухтуй) и средняя (рр. Тур, Юдома) части терригенных толщ, развитых в бассейнах упомянутых рек.

Серпуховский ярус представлен верхней частью овлачанского и нижней половиной хатынахского горизонтов. **Хатынахский** горизонт имеет ограниченное распространение. К нему отнесена только эркинская свита, имеющая трансгрессивную нижнюю границу и представленная алевролитами с редкими прослоями песчаников. В ней обнаружены брахиоподы *Spirifer byrangi* Tschern. и др., позволяющие датировать ее коном раннего карбона и сопоставлять со средней частью магарского горизонта Колымо-Омолонского массива.

Граница нижнего и среднего карбона, как и повсеместно в Азиатской части России, носит дискуссионный характер. Вслед за выводами ряда авторов, работавших на смежных территориях [1,2,3,9,12], она проведена в середине хатынахского горизонта. Среднекаменноугольная часть представлена нижней подтолщей юдомокрестовской толщи, сложенной аргиллитами и песчаниками с прослоями гравелитов. Большинство видов присутствующих в ней брахиопод известны из верхней части магарского горизонта Колымо-Омолонского массива.

К башкирскому ярусу среднего карбона отнесены верхняя половина **хатынахского** и **наталинский** горизонт. С последним связывается максимум среднекаменноугольной трансгрессии, поэтому осадки этого уровня имеют широкое распространение и зачастую трансгрессивную нижнюю границу. По аммоноидеям и брахиоподам наталинский горизонт подразделяется

на две части. Нижняя часть фаунистически охарактеризована в разрезе по р.Юдома (верхнеюдомокрестовская подтолща), а верхняя – наиболее полно в бассейне рек Ким, Чара, Мурамня, Иникан (нижняя - средняя части тылахской свиты). Это преимущественно неслоистые темно-серые алевролиты с прослоями серых известковистых алевролитов, редко песчаников. В желваках и конкрециях обнаружены многочисленные брахиоподы *Verkhotomia tukulaensis* (Kasch.), *Taimyrella afanasjevi* Abr. et Grig., *Cleiothyridina pogrebovi* Abr. и гониатиты. Близкий комплекс гониатитов и брахиопод известен в нижней части ольчинского горизонта Колымо-Омолонского массива.

К московскому ярусу среднего карбона отнесен **экачанский** горизонт без верхней части, аналогично тому, как это сделано в стратотипе на Сетте-Дабане [1]. В его составе выделяются слои с *Verchojanina kaschirzevi* (в нижней части) и слои с *Settedabanina stepanovi* (в верхней части), средняя часть органическими остатками охарактеризована слабо. Типовым для слоев с *V. kaschirzevi* служит разрез верхней части тылахской свиты на правом берегу р.Мурамня, где в темно-серых алевролитах с редкими прослоями серых известковистых песчаников найдены брахиоподы *Verchojanina kaschirzevi* Abr. et Grig., *V. ursovi* Abr. et Grig., *Balakhonia insinuata* (Girty), гониатиты *Stenopronorites* sp., ? *Phanerocheras* sp., *Parajakutoceras secretum* Popov. В верховьях р.Ким комплекс представлен брахиоподами *Canocrinella alazeica* Zav., *Lanipustula nataliensis* Abr. et Grig., *Muirwoodia martianovi* (Lap.), *Taimyrella afanasjevi* Abr. et Grig., *Verchojanina* cf. *kaschirzevi* Abr. et Grig., *Verkhotomia* cf. *stepanovi* (Zav.), гониатитами *Kayutoceras* sp., *Jakutoglyphyrites involutus* Popov, *Jakutoceras* sp. nov. Слои с *V.kaschirzevi* сопоставляются со средней частью ольчинского горизонта [3].

Типовым разрезом для слоев с *Settedabania stepanovi* является разрез верхней части мишкинской свиты на левобережье р.Акачан, где они представлены глинистыми, часто известковистыми алевролитами с брахиоподами (см.таблицу). Идентичный комплекс прослежен в бассейнах рек Чара, Мурамня, Качи. Сопоставляются слои с верхами ольчинского горизонта.

Граница среднего и верхнего отделов каменноугольной системы проведена условно, поскольку прямые корреляционные признаки отсутствуют. Принят вариант границы установленный в типовой местности распространения региональных подразделений [1]. **Суркечанский** горизонт рассматривается в объеме касимовского и гжельского ярусов. По брахиоподам в его составе выделяются слои с *Muirwoodia mammata*, *Plicatiferina neoplicatilis*, *Jakutoproductus expositus* - *Pterospirifer terechovi*, типовые разрезы которых расположены в бассейне р.Акачан. В бассейне рек Тур, Юдома (среднее течение) суркечанский горизонт представлен одноименной свитой преимущественно алевролитового состава, в бассейнах рек Н.Туда, Юдома (верхнее течение) - тукулахской (преимущественно песчаная) и ускачанской (преимущественно алевролитовая) свитами со сходными, но обедненными фаунистическими комплексами. В бассейне рек Нют, Нилгысыг суркечанский горизонт составляет янгандинская свита, сложенная алевролитами, песчаниками, туффитами алевроитовыми, алевро-псефитовыми ("рябчики"), псаммитовыми с прослоями и линзами гравелитов и известняков. В средней части свиты обнаружены гониатиты *Eoshumardites tiargensis* Klets, *E. sublenensis* Klets, *Somoholites latus* Klets, *S. nyutensis* Klets и брахиоподы *Achunoproductus achunovensis* (Step.), *Tyramnia* cf. *jacutica* Sol., *Muirwoodia mammata* (Keys.), *Camerisma judomaensis* Abr., *Phricodothyris lenaensis* Abr. et Grig., в верхней части свиты - *Jakutoproductus expositus* Ganelin, *Canocrinella grandis* Sol.

В бассейне рек Кухтуй, Ульбея к верхам среднего - верхнему карбону отнесена гадекчанская свита, сложенная гравелитами, песчаниками, конгломератами, редко - алевролитами, углистыми аргиллитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоалевролитами с остатками флоры *Paracalamites mrassiensis* Radcz., *Annularia asteriscus* Zal., *Angaropteridium buconicum* Tschirk., *Neuropteris dichotoma* Neub., *N. paimbaensis* Rasskaz., *Angaridium* aff. *potanii* (Schm.) Zal., *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S.Meyen, *Crassinervia* aff. *angusta* Gorel., *Cardiocarpus tschemulakiensis* Suchov, *Angarocarpus* cf. *ungensis* (Zal.) Radcz., *Samaropsis* cf. *drupaeformis* (Schm.) Suchov, *S.cf.patula* (Zal.). В Аянской зоне Сибирской платформы на уровне верхней части суркечанского горизонта выделяется ландрорская свита, сложенная углисто-гли-

нистыми и глинистыми сланцами с *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Samaropsis* sp.

По лито- и биостратиграфическим признакам суркечанский горизонт сопоставляется с пареньским Колымо-Омолонского массива. Граница карбона-перми проведена между слоями с *Jakutoproductus expositus* - *Pterospirifer terechovi* и раннепермской зоной *Quinquinella pseudobrama*. Этот вариант нельзя считать окончательным. Согласно решениям 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания граница карбона-перми на Северо-Востоке России (включая Верхоянье) проводится условно по кровле пареньского горизонта [10]. Палеонтологически эта граница выражается сменой видов *Jakutoproductus cheraskovi* на группу видов, близких к *Jakutoproductus verchoyanicus*. Этому положению в описываемом регионе отвечает подошва, а не кровля слоев с *J.expositus* - *Pterospirifer terechovi*. Однако на совещании в Хабаровске принят во внимание факт присутствия позднекаменноугольных гониатитов в разрезе отложений этой зоны на р.Нют [6,7].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант N97-05-65209.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 168 с.
2. Биостратиграфия и фауна хребта Дэнг-Нуру в Южной Монголии. М.: Наука, 1983. 104 с.
3. Ганелин В.Г. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Колымо - Омолонского массива// Брахиоподы верхнего палеозоя Сибири и Арктики. М.: Наука, 1977. С.7-19.
4. Кисляков С.Г. Новые данные по стратиграфии Южного Верхоянья// Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Юга Дальнего Востока: Тез.докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 81-84.
5. Кисляков С.Г., Шишкина Г.Р. Новые находки каменноугольной фауны в Западном Приохотье. Верхний палеозой северо-восточной Азии. Владивосток, 1978. С. 90-93.
6. Клец А.Г. Разрез по р.Нют как стратотип границы карбона и перми в бореальной области// Труды Ассоциации "Дальнедра". Хабаровск, 1991. Вып. I. С.39-45.
7. Клец А.Г. Аммоноидеи из верхнего карбона Северо-Восточной Азии//Палеонтол. журн. 1993. 2.
8. Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья// Пределы точности биостратиграфической корреляции/РАН. Палеонтол. об-во. М.: Изд-во ПИН РАН, 1995. С.37-47.
9. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя. Чита, 1967. 257 с.
10. Решения II Межведомственного регионального стра-



- тиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1978. 92 с.
11. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГПИ, 1994. 124 с. + 38 стратиграфических схем.
12. Соломина Р.В., Сосипатрова Г.П., Попов Ю.Н., Шведов Н.А. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С.41-55.

*Поступила в редакцию 30 октября 1997 г.*

*Рекомендована к печати Попеко Л.И.*

*A.G.Klets, S.G.Kislyakov*

### **Regional stratigraphic units of the Carboniferous, northern Khabarovsk Territory**

A successive change of faunal assemblages has been ascertained in the sections of Carboniferous deposits of the southern part of the Verkhoyano-Kolyma fold system and Okhotsk massif. On the basis of the distinguished layers with fauna the sections were correlated with each other and with the section of adjacent regions, and a biostratigraphic characteristics was given to regional and local stratigraphic units.

**ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОСТРОВА КУНАШИР  
(КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

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

\*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

\*\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*\* Институт биологии моря ДВО РАН, Владивосток

Рассмотрено развитие природной среды и эволюция обстановок осадконакопления на о. Кунашир в среднем-позднем голоцене. На фоне глобальных изменений климата на динамику природных процессов большое влияние оказывала миграция системы теплых и холодных течений. Смена сухого и прохладного климата на теплый и влажный произошла на рубеже 7-6.5 тыс. л.н., когда на фоне глобального потепления активизировалась система течений Куроисио. В это время произошла коренная перестройка растительного покрова о. Кунашир: березовые ассоциации сменились неморальными полидоминантными лесами. Во время похолодания на границе атлантик-суббореал (4.5-4.7 тыс.л.н.) растительный покров острова не претерпел существенных изменений, что связано со смягчающим воздействием теплых течений. С этим палеогеографическим рубежом связана наиболее значительная регрессия уровня моря в среднем-позднем голоцене. Похолодание около 3.5-3 тыс. л.н. привело к сильному изменению в структуре растительного покрова: расширились ареалы хвойных пород, широкое распространение получили смешанные хвойно-широколиственные леса. Поступление большого количества обломочного материала в береговую зону во время суббореальных трансгрессивных фаз вызвало быстрое образование аккумулятивных форм. Во время похолодания на границе суббореал-субатлантик (1.7-1.3 тыс.л.н.) расширилась площадь перешейков, сформировались заболоченные прибрежные равнины с озерами, образовались береговые дюны, получили развитие луговые и болотные ландшафты. Субатлантическое потепление не имело ярко выраженного характера. Похолодание и малоамплитудная регрессия малого ледникового периода характеризовались интенсивным накоплением эолового материала.

Для оценки эволюции островных геосистем и развития природной среды на фоне глобального потепления климата большой интерес представляет изучение обстановок осадконакопления в среднем-позднем голоцене. Климатический оптимум голоцена на континентальном побережье дальневосточных морей и Японских островах совпадает с атлантическим периодом голоцена [1, 4, 11]. На территории Курильских островов отложения, сопоставляемые с климатическим оптимумом голоцена, ранее не выделялись. При изучении опорных разрезов низких морских террас о. Кунашир был выделен ряд разрезов, фиксирующих максимальное потепление в голоцене [3, 10]. В настоящей статье представлены новые данные по четвертичным отложениям, позволяющие восстановить смену фаций и выявить особенности осадконакопления при климатических осцилляциях среднего-позднего голоцена.

В основу работы положено комплексное палеогеографическое изучение опорных разрезов (рис. 1), включающее литолого-фациальный, диатомовый, спорово-пыльцевой анализы, радиоуглеродное датирование и тефростратиграфию.

**ОПИСАНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ**

Отложения, соответствующие оптимуму голоцена, обнаружены на побережье зал. Измены, на тихоокеанской стороне - в нижнем течении р. Лесная, в среднем течении р. Серебрянки и в устье руч. Прозрачного, на охотоморской - на восточном берегу оз. Лагунного и в разрезе торфяника около обрыва Федяшина.

На побережье зал. Измены среднеголоценовые отложения изучены в разрезе 2-метровой морской террасы в устье руч. Хлебникова (5858). В основании разреза (1.55-1.85 м) вскрывается зеленовато-серый разнозернистый алевритистый песок с гравием, мелкой, хорошо окатанной галькой и остатками водных растений.

В отложениях нижней части разреза выделяются два комплекса диатомей. В составе первого комплекса (1.7-1.85 м) доминируют морские виды (рис. 2) с преобладанием сублиторальных северобореальных форм *Cocconeis scutellum* var. *scutellum* (7%), *Paralia sulcata* var. *sulcata* (20%), *Navicula glacialis* (5%), *Plagiogramma staurophorum* (4%). Среди тепловодных встречены южнобореальные *Arachnoidiscus ehren-*



Рис. 1. Карта фактического материала.

*bergii* (2%), *Auliscus sculptus* (6%), *Lyrella cryptolyra* (6%). Здесь же отмечены и пресноводные формы, поступающие с речным стоком: *Fragilaria leptostauron* var. *martyi* (11%), *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (13%), *A. italica* var. *italica* (8%), *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (8%). Такой тип комплекса отвечает умеренно теплему климату и позволяет предположить, что формирование вмещающих отложений происходило в условиях мелководной полузакрытой, сильно распресненной бухты. Выше по разрезу (1.55-1.7 м) встречаются единичные створки диатомей различной экологической принадлежности.

В составе спорово-пыльцевого комплекса (СПК) этих отложений (рис. 3) пыльца древесной растительности и кустарников составляет 48.6%, споры - 43.1%, пыльца трав - 8.3%. Преобладает пыльца дуба (54.3%) с участием берез (*Betula* sect. *Albae* 12.8%, *B.* sect. *Costatae* 1%, *Betula* sp. 3.3%) и пыльца хвойных (*Picea* sect. *Eupicea* 8.1%, *P.* sect. *Omorica* 1%, *Pinus* n/р *Haploxyton* 8.1%, *Abies* 0.6%). Пыльца других широколиственных пород ограничена присутствием

*Juglans* (2.9%) и *Ulmus* (6.5%). Среди спор преобладают *Polypodiaceae* (93%). СПК отражает широкое развитие дубовых лесов на побережье и хвойных - на склонах влк. Головнина.

<sup>14</sup>C-дата 4600±70 л.н. (ГИН-8343), полученная из вышележащего слоя торфа, позволяет отнести образование морских отложений основания разреза к концу атлантического периода. Вероятно, уровень моря имел более низкое положение, чем в максимальную фазу трансгрессии. Климатические условия были теплее современных. Бедный состав пыльцы широколиственных пород и ассоциация диатомей из кровли слоя говорят о начале похолодания и регрессии.

Морские отложения перекрыты слоем коричневого опесчаненного торфа (1.25-1.55м), сложенного остатками водных растений, с четкими верхним и нижним контактами. В подошве торфяника (1.45-1.55м) диатомей, споры и пыльца отсутствуют. Это, возможно, связано с регрессивным состоянием водоема до полного его осушения и формированием торфяника выше уровня моря или же с возникновением таких геохимических условий на контакте морских отложений и торфяника, при которых створки диатомей в осадках не сохранялись. В вышележащем слое торфяника (1.25-1.45м) встречен богатый комплекс пресноводных диатомей. Доминируют планктонные, умеренно тепловодные *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (36%), *A. italica* var. *italica* (30%), *Tabellaria fenestrata* var. *fenestrata* (6%), из обрастателей и донных

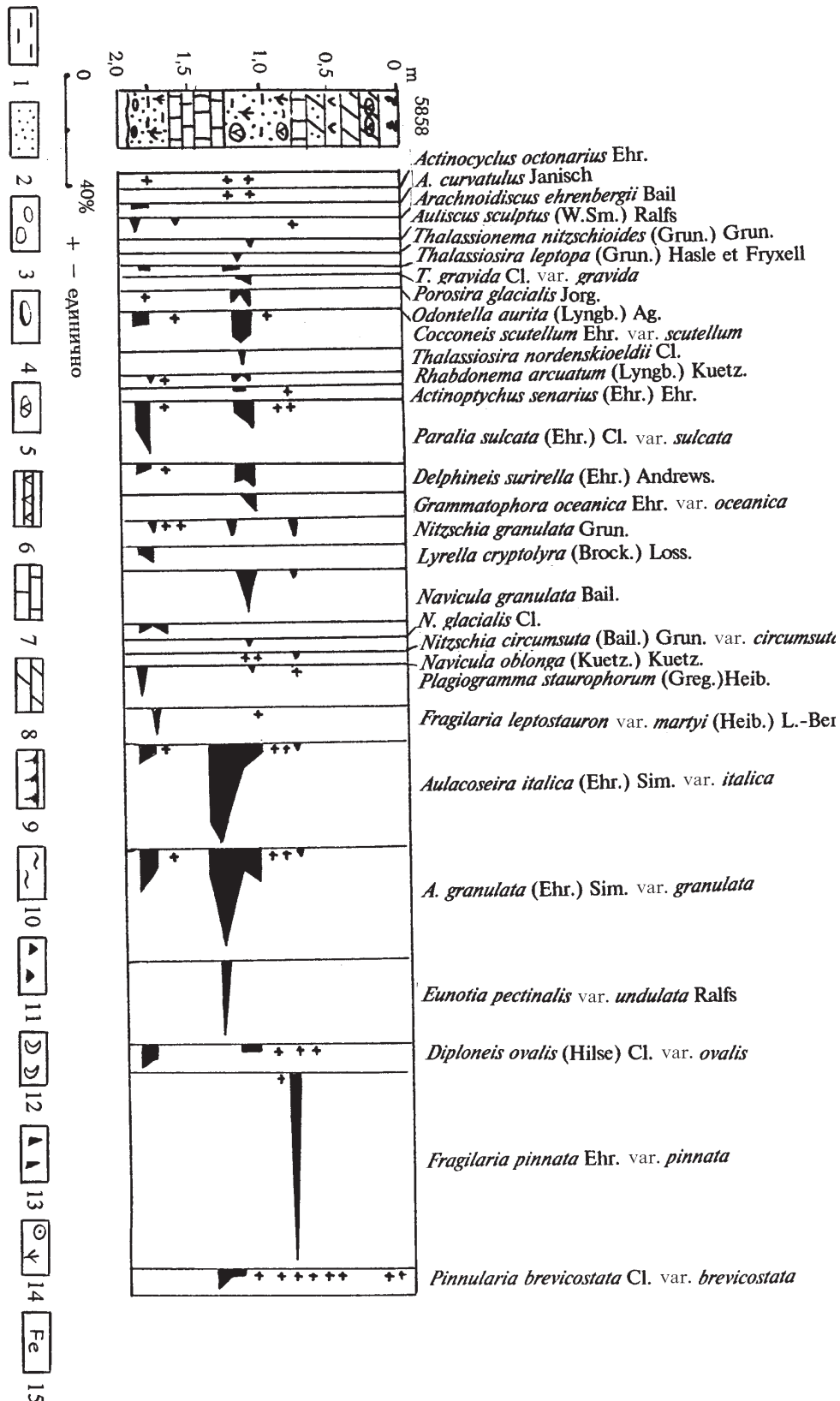
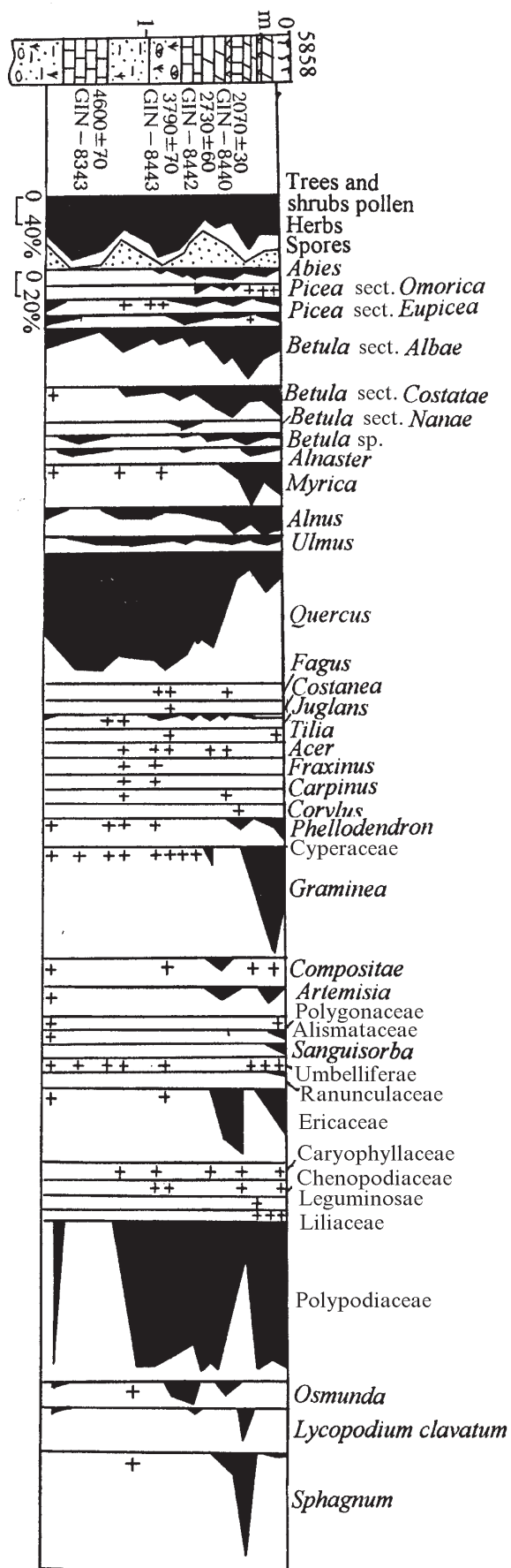


Рис. 2. Распределение диатомей в разрезе 2-метровой морской террасы в устье руч. Хлебникова (5858).

Условные обозначения для рис. 2-10:

1-алеврит, 2-песок, 3-галечка, 4-валуны, 5-пемза, 6-пепловый прослой, 7-торф, 8-торфянистый алеврит, 9-почва, 10-суглинок, 11-дресва, 12-раковины моллюсков, 13-обломки раковин, 14-древесина и растительные остатки, 15-ожелезнение.

Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 2-метровой морской террасы в устье р.ч. Хлебникова (5858).



видов обильны *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (8%), *Eunotia pectinalis* var. *undulata* (27%), *E. gracilis* (29%), *Pinnularia brevicostata* var. *brevicostata* (7%), *Pinnularia viridis* var. *viridis* (5%), *P. gibba* var. *gibba* (6%). Морские солоноватоводные формы отсутствуют. Комплекс диатомей позволяет предположить образование пресного водоема на месте бухты во время регрессии. Береговая линия, вероятно, находилась на достаточном удалении от озера, которое не подвергалось штормовым заплескам.

СПК, в котором преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (до 90%), свидетельствует о широком развитии дубняков (*Quercus* до 82%). Из других широколиственных пород присутствуют *Juglans*, *Acer*, *Ulmus*. Количество пыльцы хвойных и берез снижается. Более высокое содержание пыльцы *Alnaster* и появление *Myrica* говорит об образовании заболоченной равнины на побережье на месте бухты. Пыльца трав и состав спор менее разнообразны, чем в нижележащих морских отложениях.  $^{14}\text{C}$ -дата  $4600 \pm 70$  л.н. (ГИН-8343) свидетельствует о том, что торфяник сформировался во время регрессии на границе атлантик-суббореал.

Торф перекрыт голубовато-серым алевритистым песком, переходящим в зеленовато-желтый (0.75-1.25 м) с обилием вертикально ориентированных остатков водных растений и редкой окатанной пемзой. В отложениях этой пачки встречены два комплекса диатомей. Первый комплекс (0.97-1.25 м) характеризуется высоким содержанием морских видов и сходен с морским комплексом из подошвы разреза: доминируют сублиторальные северобореальные *Cocconeis scutellum* var. *scutellum* (13%), *Paralia sulcata* var. *sulcata* (12%), *Odontella aurita* (8%), *Grammatophora oceanica* var. *oceanica* (8%) и отмечено высокое содержание неритических аркто-бореальных видов *Thalassiosira nordenskiöldii* (8%), *Th. gravida* var. *gravida* (2%), *Th. leptopa* (3%), *Porosira glacialis* (5%), *Rhabdonema arcuatum* (5%). Встречены тепловодные *Navicula granulata* (18%), *Thalassionema nitzschioides* (4%), *Actinoptychus senarius* (2%). В комплексе присутствуют пресноводные виды *Aulacoseira italica* var. *italica*, *A. granulata* var. *granulata*, *Diploneis ovalis* var. *ovalis*. Подобный состав диатомей свидетельствует об образовании на месте заболоченной равнины открытой бухты с незначительным поступлением пресных вод. В верхней части этого слоя встречены единичные створки как морских, так и пресноводных форм. В интервале 0.8-0.85 м обнаружен комплекс диатомей, в составе которого доминируют пресноводные виды *Fragilaria pinnata* var. *pinnata* (67%), *Diploneis elliptica* var. *elliptica* (4%), *Rhopalodia musculus* (7%), *Epithemia adnata* var. *adnata*. Встречены и морские виды, характерные для распресненных прибрежных районов, *Nitzschia granulata* (7%),

*Auliscus sculptus* (2%), *Paralia sulcata* var. *sulcata* (2%), *Navicula granulata* (2%). Подобный комплекс свидетельствует о существовании сильно распресненного мелководного морского водоема. Уровень моря превышал современный незначительно.

В подошве слоя морских отложений в составе СПК преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (44.8%), споры (41.9%), выше - пыльца деревьев и кустарников (до 82%). Содержание пыльцы трав составляет 5.9-13.3%. Наряду с преобладанием пыльцы *Quercus* (до 78.5%) присутствуют другие термофильные широколиственные породы *Juglans*, *Ulmus*, *Corylus*, а также *Carpinus* и *Fagus*, современные ареалы которых ограничены о. Хоккайдо. Доля пыльцы хвойных и мелколиственных пород незначительна. Такой СПК отражает развитие неморальных широколиственных лесов и более теплые климатические условия, чем современные. <sup>14</sup>C-дата из вышележащего горизонта торфа 3790±70 л.н. (ГИН-8443) позволяет предположить, что накопление морских отложений происходило во время первого потепления суббореала.

Пески перекрыты темно-коричневым минерализованным торфом и черным торфянистым алевритом (0.35-0.75 м) со слоями грубозернистого песка и пепловым прослоем (0.42-0.46 м). Пепел представлен светло-желтым песчаным алевритом риолитового состава (SiO<sub>2</sub>=70.35%). В СПК торфяника наряду с пыльцой деревьев и кустарников отмечено высокое содержание спор (до 61.1%), среди которых преобладает *Polypodiaceae*. В составе древесной пыльцы преобладает пыльца *Quercus* (до 65.5%), что свидетельствует о развитии дубовых лесов на побережье. Разнообразие других широколиственных пород снижается. Среди пыльцы трав и кустарничков отмечено высокое содержание пыльцы *Ericaceae*. <sup>14</sup>C-дата 2730±60 л.н. (ГИН-8442), полученная из середины горизонта торфа, говорит о накоплении отложений во второй половине суббореала. В кровле торфяника резко возрастает количество пыльцы мелколиственных пород (*Betula* sect. *Costatae* 11-18%, *B.* sect. *Albae* 16-23.5%, *Alnus* 9-18%). Пыльца *Quercus* составляет 19-42%. Такой состав СПК свидетельствует о похолодании климата. Снижение содержания *Ericaceae* в отложениях над пепловым горизонтом может указывать на угнетающую роль пеплопада на развитие кустарничков. <sup>14</sup>C-даты 2080±80 л.н. (ГИН-8441), 2070±30 л.н. (ГИН-8440) позволяют сопоставить время накопления торфа с похолоданием на границе суббореал-субатлантик, которое коррелируется с началом холодной стадии Кофун Японских островов [11]. Пепловый прослой коррелируется с пеплом Eниwa I влк. Эниwa, о. Хоккайдо, для которого получена <sup>14</sup>C-дата 2060±100 л.н., Gak-3740 [17].

В кровле разреза выходит темно-коричневая гумусированная супесь (0.15-0.35 м) с пепловым про-

слоем и почва (0-0.15 м), представленная темно-бурым гумусированным алевритистым песком с мелкой дресвой. В СПК снижается содержание пыльцы древесной растительности (до 48.7%), среди которой преобладает пыльца мелколиственных пород (*Betula* sect. *Costatae* 7-16%, *B.* sect. *Albae* 13-33%, *Alnus*-8-13%), единично встречается пыльца кустарниковых берез и ольховника. Широколиственные представлены, в основном, *Quercus* (11-26%). Высокое содержание (до 23%) и большое разнообразие пыльцы трав говорит о развитии луговых и болотных сообществ, о чем свидетельствует присутствие пыльцы *Myrica* (10-27%). По-видимому, именно в это время сократился ареал дубовых лесов на юге острова. Палинокомплекс фиксирует климат, сходный с современным, почвообразование происходило на фоне развития эоловых процессов. Время образования отложений - субатлантик. Наличие пеплового прослоя, сопоставляемого с пеплом Ма-в кальдерообразующего извержения влк. Масю, позволяет предположить, что отложения кровли разреза образовались около 500 л.н. [6].

В долине р. Лесной среднеголоценовые отложения слагают 5-6 метровую озерную террасу, расположенную в ее нижнем течении и протягивающуюся на 1 км вдоль русла реки. Изучены 2 разреза озерных отложений: в 250 м от устья, где выходят отложения периферийной части водоема (18-93, [10]), и в 800 м от устья, где вскрыты отложения центральной части палеозера (5936).

Отложения нижней части разреза 5936 (2.55-4.2 м) представлены тонким горизонтальным и горизонтально-волнистым переслаиванием глин разнообразной цветовой гаммы от светло- и зеленовато-серой до темно-синей и черной с прослоями глинистого разнозернистого песка и обилием вертикально ориентированных остатков водных растений. Низкие значения величины pH (4.2-6) говорят об активном влиянии на палеозеро сернокислых вод р. Лесной, в которую впадает руч. Кислый, стекающий с влк. Менделеева.

Состав диатомовой флоры в отложениях показывает, что их формирование происходило в условиях мелководного заболоченного озера. В составе диатомовой флоры выделены четыре комплекса (рис. 4). В нижней части разреза (4.0-4.2 м) в комплексе доминируют эпифиты *Eunotia arcus* var. *arcus* (20%), *E. tenella* (17%), *Cocconeis placentula* var. *placentula* (8%), *C. placentula* v. *euglypta* (6%) и донные виды *Pinnularia interrupta* (38%), *P. gibba* var. *linearis* (6%), свидетельствующие о существовании мелкого озера, заросшего макрофитами. Судя по преобладанию в данном комплексе ацидофилов, pH водной среды был ниже 7, чему соответствуют замеры величины pH отложений (4.9-6.2). Отложения формировались в ат-

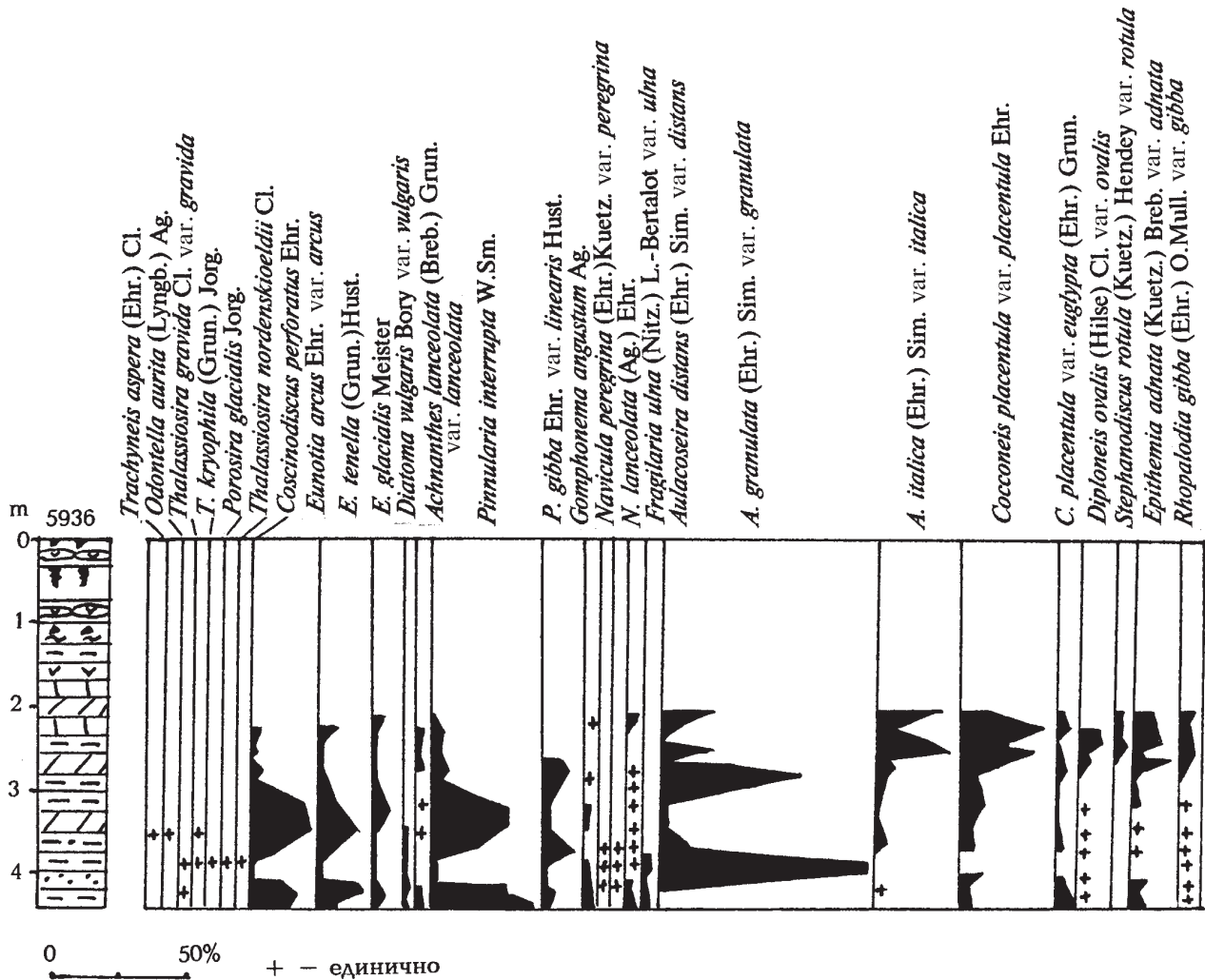


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе 5-6-метровой озерной террасы в нижнем течении р. Лесной (5936).

лантический период голоцена ( $^{14}\text{C}$ -дата  $6440 \pm 100$  л.н. (ГИН-8438).

Выше по разрезу (3.6-4.0 м) в диатомовом комплексе резко возрастает содержание планктонных *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (75%), *A. distans* var. *distans* (5%) и значительно снижается участие видов обрастаний и донных. Характер диатомового комплекса указывает на увеличение глубины озера. Находки морских видов диатомей, типичных для прибрежных районов моря *Odontella aurita*, *Trachyneis aspera*, *Paralia sulcata* var. *sulcata*, *Thalassiosira gravida* var. *gravida*, поступавших в озерный водоем со штормовыми заплесками, свидетельствуют о близости моря и его высоком уровне.

Третий комплекс диатомей (3.0-3.6 м) по своей структуре аналогичен первому. Значительное развитие эпифитов *Eunotia arcus* var. *arcus* (23%), *E. tenella* (14%), *E. glacialis* (7%), *Cocconeis placentula* var. *placentula* (10%) и донных *Pinnularia interrupta* (28%), *P. gibba* var. *linearis* (13%) связано, скорее всего, с обмелением и зарастанием водоема.

В четвертом диатомовом комплексе (2.55-3.0 м) доминирует планктонная *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (50%), что говорит о новой фазе обводнения водоема, но без влияния штормовых нагонов.

СПК в интервале 2.55-4.2 м характеризуется высоким содержанием пыльцы широколиственных пород и их большим разнообразием (рис. 5). Преобладает пыльца *Quercus* (23-56%), *Juglans* (5-10%) и *Ulmus* (3-6%), постоянно встречается пыльца *Phellodendron*, *Acer*, *Syringa*, *Fraxinus*, *Tilia*, *Fagus*, *Costanea*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Aralia*, *Acanthopanax*, отвечающая распространению на острове неморальных полидоминантных широколиственных лесов. На развитие хвойных лесов с участием берез на более высоких уровнях рельефа указывает постоянное присутствие в СПК пыльцы *Abies*, *Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *Pinus* n/p *Haploxydon*, *Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Costatae*. В придолинных лесах велика роль ольхи (*Alnus* до 22%).

Климатические условия во время накопления пачки были значительно теплее современных.  $^{14}\text{C}$ -

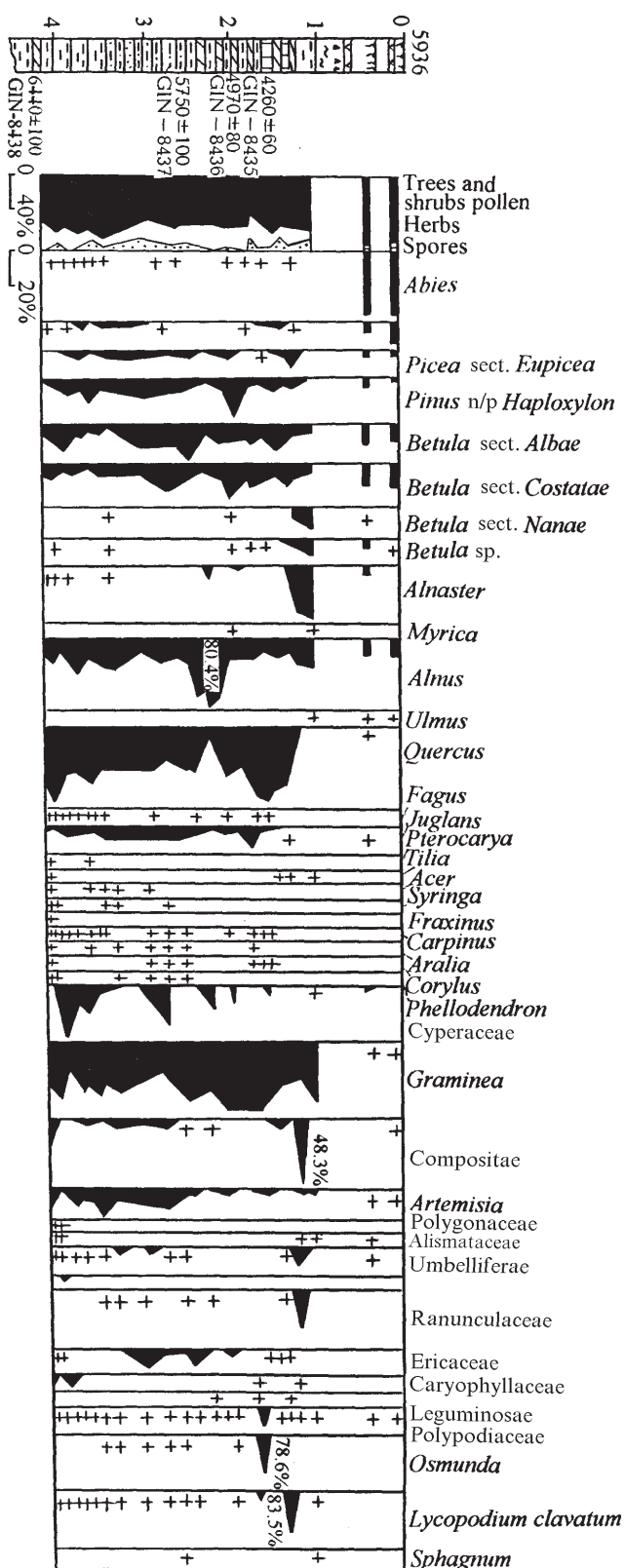


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 5-6 -метровой озерной террасы в нижнем течении р. Лесная (5936).

даты из подошвы пачки -6440±100 л.н. (ГИН-8438) и из ее кровли - 5750±100 л.н. (ГИН-8437) указывают, что время ее формирования относится к первому потеплению атлантического периода голоцена.

Выше по разрезу (2.10-2.55 м) слойки глины переслаиваются с торфом. Отложения характеризуются своеобразным комплексом диатомей, в котором из планктонных доминируют умеренно тепловодные *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (20%), *A. italica* var. *italica* (27%), *Stephanodiscus rotula* var. *rotula* (7%), из обрастаний - алкалифилы и алкалибионты, оптимально развивающиеся при повышенной pH (*Cocconeis placentula* var. *placentula* - 32%, *Diploneis ovalis* var. *ovalis* - 10%, *Epithemia adnata* var. *adnata* - 15%, *Rhopalodia gibba* var. *gibba* - 6%). Структура комплекса диатомей свидетельствует о повторном обводнении водоема.

В СПК отложений на фоне высокого содержания пыльцы широколиственных (*Quercus* 30.9%, *Juglans* 5.1%, *Ulmus* 2.9%) возрастает доля пыльцы мелколиственных (*Betula* sect. *Costatae* 8.8%, *B. sect. Albae* 23.2%, *Alnus* 16%) и хвойных (*Pinus* n/p *Haploxylon* 8.1%, *Picea* sect. *Eupicea* 4.4%). Резкое уменьшение количества и разнообразия пыльцы широколиственных пород (*Quercus* 3.2%, *Ulmus* 0.3%, *Juglans* 1%) в середине пачки указывает на похолодание, которое привело к регрессии и широкому развитию ольховых лесов на побережье в нижнем течении рек (*Alnus* 80.4%). <sup>14</sup>C-дата, полученная по древесине из верхней части этой пачки, 5410±40 л.н. (ГИН-8344), позволяет датировать похолодание в интервале 5.7-5.4 тыс. л.н..

Выше по разрезу (1.65-2.1 м) залегают темно-синяя глина с органикой, со слойками зеленого торфа. Здесь встречены единичные створки пресноводных диатомей. В растительном покрове острова вновь преобладают широколиственные леса с участием бука и граба (*Quercus* 34.8%, *Ulmus* 5.3 %, *Juglans* 3.2 %, *Carpinus* 0.4%, *Fagus* 0.4%). Состав СПК отвечает климату более теплому, чем современный, что характерно для конца атлантического периода (<sup>14</sup>C-дата 4970±80 л.н., ГИН-8436)

Озерные отложения в интервале 1.3-1.65 м представлены тонким переслаиванием светло-коричневой глины и торфа. Преобладание в СПК пыльцы дуба (до 52.1%) и небольшое разнообразие пыльцы других широколиственных пород указывают на развитие на побережье острова дубняков и климатические условия теплее современных. Время накопления отложений - первая половина суббореала (<sup>14</sup>C-дата 4260±60 л.н., ГИН-8435).

Кровлю озерных отложений слагает зеленовато-серая с голубым оттенком, пятнисто ожеженная глина (1-1.3 м) с пепловым прослоем (1.2-1.24 м). В СПК преобладает пыльца мелколиственных пород



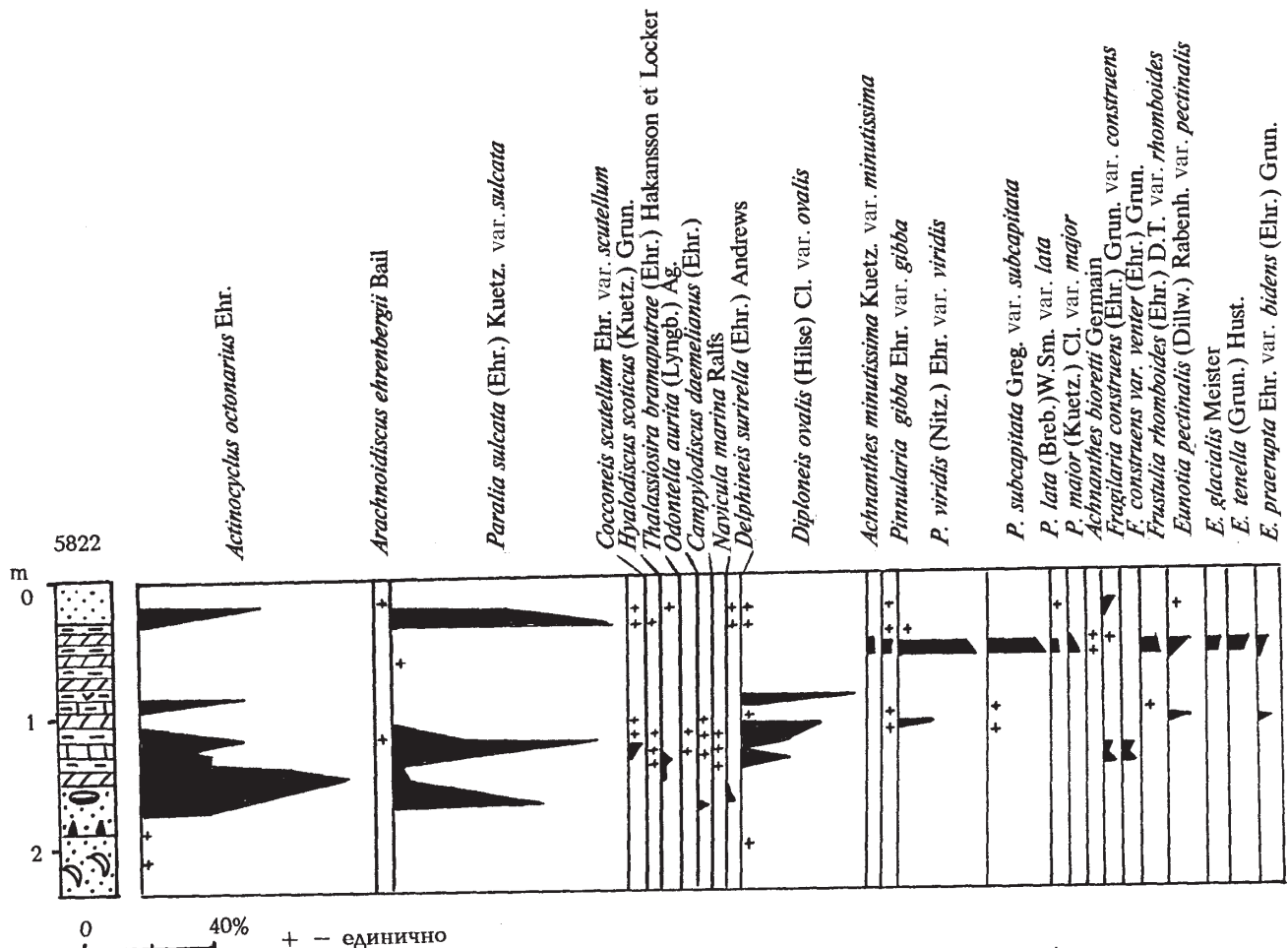


Рис. 6. Распределение диатомей в разрезе 3-4 -метровой морской террасы в устье р. Серебрянки (5822).

(*Alnaster* до 34.6%, *Betula sect. Nanae* до 20%, *Betula* sp. до 14%). Этот тип спектра отвечает развитию березовых лесов с ассоциациями из ольховника и кустарниковых берез, что свидетельствует о резком похолодании климата, высокой влажности и обилии туманов. Пепловый прослой из кровли озерных отложений сопоставляется с пеплом Ma-d влк. Масю, о. Хоккайдо [6]. Озерные отложения перекрыты склоновыми суглинками и супесями (0.7-1 м) с горизонтом, обогащенным лапилями влк. Менделеева, что указывает на высокую интенсивность склоновых процессов в условиях разреженного растительного покрова в период похолодания.

Почвенный покров террасы (0-0.7 м) представлен двумя почвенными горизонтами с пепловым прослоем. В составе СПК преобладает пыльца *Abies* (43.7%) при широком участии елей (*Picea sect. Eurpicea* до 3%, *P. sect. Omorica* до 4%) и мелколиственных пород (*Betula sect. Costatae* до 9%, *B. sect. Albae* до 14%). Единично присутствует пыльца широколиственных пород. Климатические условия были близки к современным, время почвообразования - субатлантический период голоцена. Пепел сопоставляется с пеплом Ma-b влк. Масю [6].

На тихоокеанской стороне Южно-Курильского перешейка среднеголоценовые отложения обнаружены в среднем течении р. Серебрянки. На этом участке берег представляет собой низкую заболоченную равнину (высотой до 6-7 м) с серией хорошо выраженных штормовых валов, повторяющих контур Южно-Курильской бухты. Изученный разрез (5822) расположен на левобережье в 2.5 км от устья в пределах наиболее крупного штормового вала, поросшего хвойным лесом. В русле реки были отобраны раковины морских моллюсков, вымытых из более древних отложений, среди которых определены *Crassostrea gigas* (Thunberg), *Ruditapes philippinarum* (Adams et Reeve), *Macoma incongrua* (Martens), *Mya japonica* Jay. Подобный комплекс моллюсков характерен для сублиторали открытой бухты с песчаным грунтом. Две  $^{14}\text{C}$ -даты, полученные по раковинам моллюсков разных видов, имеют одинаковые значения  $5620 \pm 100$  л.н. (ГИН-8432 а, б), соответствующие атлантическому периоду голоцена.

В основании изученного разреза 5822 вскрыт синевато-серый грубозернистый песок с раковинами моллюсков (1.9-2.2 м), включающими *Mya japonica*

Jay, *Ruditapes philippinarum* (Adams et Reeve), типичных для полузакрытых бухт.  $^{14}\text{C}$ -дата по раковинам моллюсков  $5020 \pm 100$  л.н. (ГИН-8433) свидетельствует об образовании к концу атлантического периода перемы, разделившей бухты Южно-Курильскую и Головнина. Диатомовый комплекс отложений беден, встречены лишь единичные створки как морских *Paralia sulcata* var. *sulcata*, *Actinocyclus octonarius*, так и пресноводных видов *Cymbella sinuata*, *Diploneis ovalis* var. *ovalis*, *Frustulia rhomboides* (рис. 6). СПК отложений (рис. 7) указывает, что в конце атлантического периода на побережье были распространены дубовые леса с *Ulmus* и *Juglans* при участии мелколиственных пород. Климат был теплее современного.

Вышележащий горизонт представлен зеленовато-серым песком с единичными валунами (1.4-1.9 м). Отложения включают морской комплекс диатомей (см. рис. 6). Отмечены северобореальный *Paralia sulcata* var. *sulcata* (в подошве пачки - до 82%) и южно-бореальный сублиторальный *Actinocyclus octonarius* (в кровле пачки - до 85%). В небольших количествах встречены формы, характерные для полузакрытых мелководных бухт и заливов: *Cocconeis scutellum* var. *scutellum*, *Hyalodiscus scoticus*, *Thalassiosira brama-putrae* var. *brama-putrae*, *Odontella aurita*, *Campylodiscus daemelianus*, *Delphineis surirella*.

В СПК доминирует пыльца *Quercus* (до 43%) в сочетании *Ulmus* (до 5%), *Juglans* (до 5%), *Fraxinus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Phellodendron*. В небольшом количестве присутствует пыльца хвойных и мелколиственных пород. Во время образования отложений на территории Южно-Курильского перешейка были распространены широколиственные полидоминантные леса, климатические условия были теплее современных. Время образования отложений может быть сопоставлено с первым потеплением суббореала.

Пески перекрыты темно-коричневым торфом и оторфованным алевритом (1.2-1.4 м). Отложения содержат сходный комплекс диатомей. В середине слоя отмечен пик численности более холодноводного вида *Paralia sulcata* var. *sulcata*. Встречены пресноводные виды, поступающие с пресными водами. Наиболее многочисленны *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (до 47%), *Fragilaria construens* var. *construens* (4%), *Pinnularia viridis* var. *viridis* (11%), *Eunotia pectinalis* var. *pectinalis* (8%). СПК сходен с нижележащими морскими песками и отвечает второму суббореальному потеплению ( $^{14}\text{C}$ -дата  $2780 \pm 60$  л.н., ГИН-8431).

Выше лежит темно-коричневый торфянистый алеврит (0.85-1.2 м) с пепловым прослоем (0.97-1 м). Отложения содержат как морские, так и пресноводные виды диатомей. Отмечена вспышка тепловодного *Actinocyclus octonarius*. В палиноспектре этих отложений наблюдается значительное сокращение количества пыльцы дуба (6-8%) и других широколиствен-

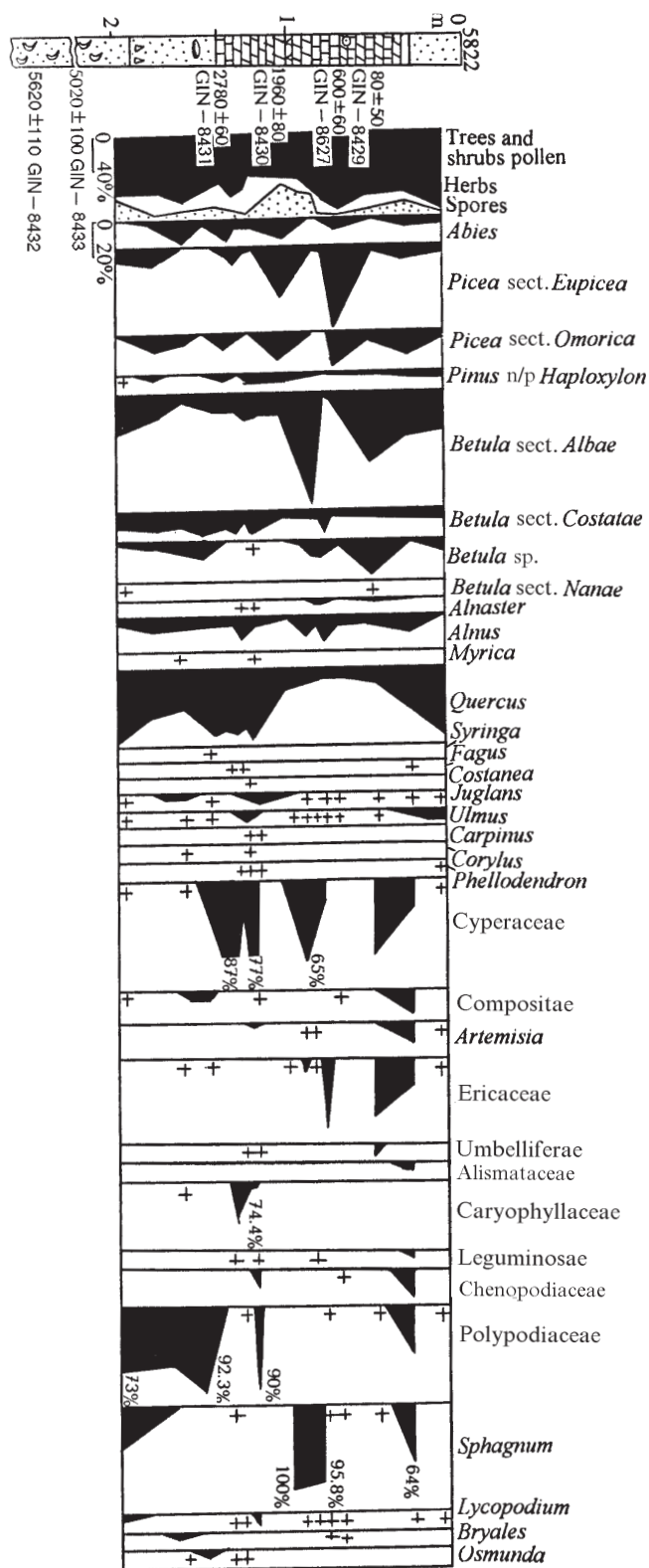


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 3-4-метровой морской террасы в среднем течении р. Себрянки (5822).

ных. Резкое увеличение содержания пыльцы темнохвойных пород (*Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *Abies*) говорит о коренной перестройке прибрежных ландшафтов в конце суббореала и смене широколиственных формаций темнохвойными. Преобладание пыльцы мелколиственных пород в кровле пачки (*Betula* sect. *Albae* до 46%, *B.* sect. *Costatae* до 14%, *Betula* sp. до 22%) указывает на дальнейшее похолодание на рубеже суббореал-субатлантик, что подтверждает  $^{14}\text{C}$ -дата 1960±80 л.н. (ГИН-8430). Пепловый прослой сопоставляется с пеплом Ма-d влк. Масю, о. Хоккайдо [6].

Верхняя часть торфяника сложена переслаиванием черного торфа и светло-коричневого торфянистого алевролита с пепловым прослоем (0.3-0.85 м). В диатомовом комплексе доминируют пресноводные донные *Pinnularia viridis* var. *viridis* (30%), *P. subcapitata* var. *subcapitata* (22%) и формы обрастаний *Eunotia pectinalis* var. *pectinalis* (13%), *E. glacialis* (7%), *E. tenella* (9%). Состав СПК из нижней части пачки говорит о развитии темнохвойных лесов на побережье в субатлантике ( $^{14}\text{C}$ -дата 600±60 л.н., ГИН-8627). Пепловый прослой коррелируется с прослоем Ма-b кальдерообразующего извержения влк. Масю [6].

Палиноспектры с преобладанием пыльцы широколиственных пород из песков, слагающих кровлю разреза (0-0.3 м), не имеют ясной интерпретации. Они не соответствуют климатическим и ландшафтным условиям субатлантики. В диатомовом комплексе руководящую роль играют морские *Paralia sulcata* var. *sulcata* (87%) и *Actinocyclus octonarius* (50%), из пресноводных наиболее обильны *Fragilaria construens* var. *construens* (6%). Состав СПК и диатомового комплекса этой пачки аналогичен среднеголоценовым отложениям из подошвы разреза. Можно предположить, что пески были переотложены.

Бухта Космодемьянская - наиболее северная точка, где были изучены отложения атлантики на тихоокеанском побережье о. Кунашир. Здесь расположена 5-6 м терраса, сложенная разнофациальным комплексом осадков [2, 10]. В данной работе приводятся результаты изучения разреза (5815), расположенного в тыловой части террасы в устье руч. Прозрачного. В отложениях обнаружена богатая в видовом и количественном отношении пресноводная флора диатомей, характерная для небольших озер (рис. 8). Смена доминант в комплексе позволила выделить несколько этапов в развитии озера.

В основании разреза вскрыта желтовато-серая глина, постепенно переходящая в голубовато-серую с обилием остатков водных растений (2.7-3.1 м). В диатомовом комплексе преобладают бентосные *Diploneis elliptica* var. *elliptica* (19%), *D. ovalis* var. *ovalis* (4%), *Eunotia praerupta* var. *praerupta*. Из планктонных форм наиболее обильны *Aulacoseira granulata* var.

*granulata* (12%), *A. italica* var. *italica* (20%), *Diatoma hiemalis* var. *hiemalis* (7%). Подобная структура комплекса отражает существование старицы. СПК этих отложений состоит из пыльцы кустарниковых берез *Betula* sect. *Nanae* (до 55%), *Betula* sp. (до 18%) и *Alnaster* (до 30%), единично встречены зерна пыльцы древесных берез и ольхи (рис. 9). Такой состав СПК соответствует суровым климатическим условиям и развитию лесотундры. Образование отложений можно отнести к последней ледниковой эпохе.  $^{14}\text{C}$ -дата 6460±100 л.н. (ГИН-8335), полученная по древесине, не соответствует возрасту слоя.

Выше залегает торфяник (1.7-2.7 м) с прослоями торфянистого алевролита с тонкой горизонтальной слоистостью и редкими прослоями песка. Торф в основании (2.6-2.7 м) характеризуется высоким содержанием холодноводных донных видов диатомей *Pinnularia lata* var. *lata* (38%), *P. nobilis* var. *nobilis* (16%), значительно возрастает содержание *Eunotia praerupta* var. *praerupta* (24%), *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* (3%), что, вероятно, связано с заболачиванием озера. В интервале 2.4-2.6 м в диатомовом комплексе доминируют *Fragilaria construens* v. *venter* (34%), *F. pinnata* var. *pinnata* (23%), *F. brevistriata* var. *brevistriata* (54%).

В СПК из нижней части торфяника (2.3-2.7 м) преобладает пыльца теплолюбивых широколиственных пород, представленных *Quercus* (до 59%) при участии *Juglans* (до 15%), *Phellodendron* (до 3%), *Ulmus* (до 4.8%), *Acer* и *Syringa*. Такой состав палиноспектров свидетельствует о распространении неморальных полидоминантных широколиственных лесов на побережье. Время накопления отложений соответствует атлантическому периоду голоцена ( $^{14}\text{C}$ -дата 5800±70 л.н., ГИН-8336). В интервале 2.2-2.25 м наблюдается резкое увеличение количества пыльцы ольховника (28%) и кустарниковых берез (10%), уменьшается содержание пыльцы широколиственных пород. Подобная перестройка растительного покрова может быть вызвана похолоданием климата между двумя теплыми фазами атлантики.

В интервале 2.1-2.2 м лежит торфянистый алевролит, в диатомовом комплексе которого доминируют бентосные *Cocconeis placentula* var. *placentula* (19%), *Achnanthes lanceolata* var. *lanceolata* (20%), *Epithemia adnata* var. *adnata* (17%). Большое значение имеет умеренно тепловодная планктонная форма *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (25%). В СПК преимущественное положение вновь занимает пыльца *Quercus* (до 50%) в сопровождении пыльцы других широколиственных пород (*Juglans* до 10%, *Ulmus* до 10%, единично *Aralia*, *Phellodendron*, *Carpinus*). Накопление отложений происходило во второй половине атлантики (5240±50 л.н., ГИН-8337).

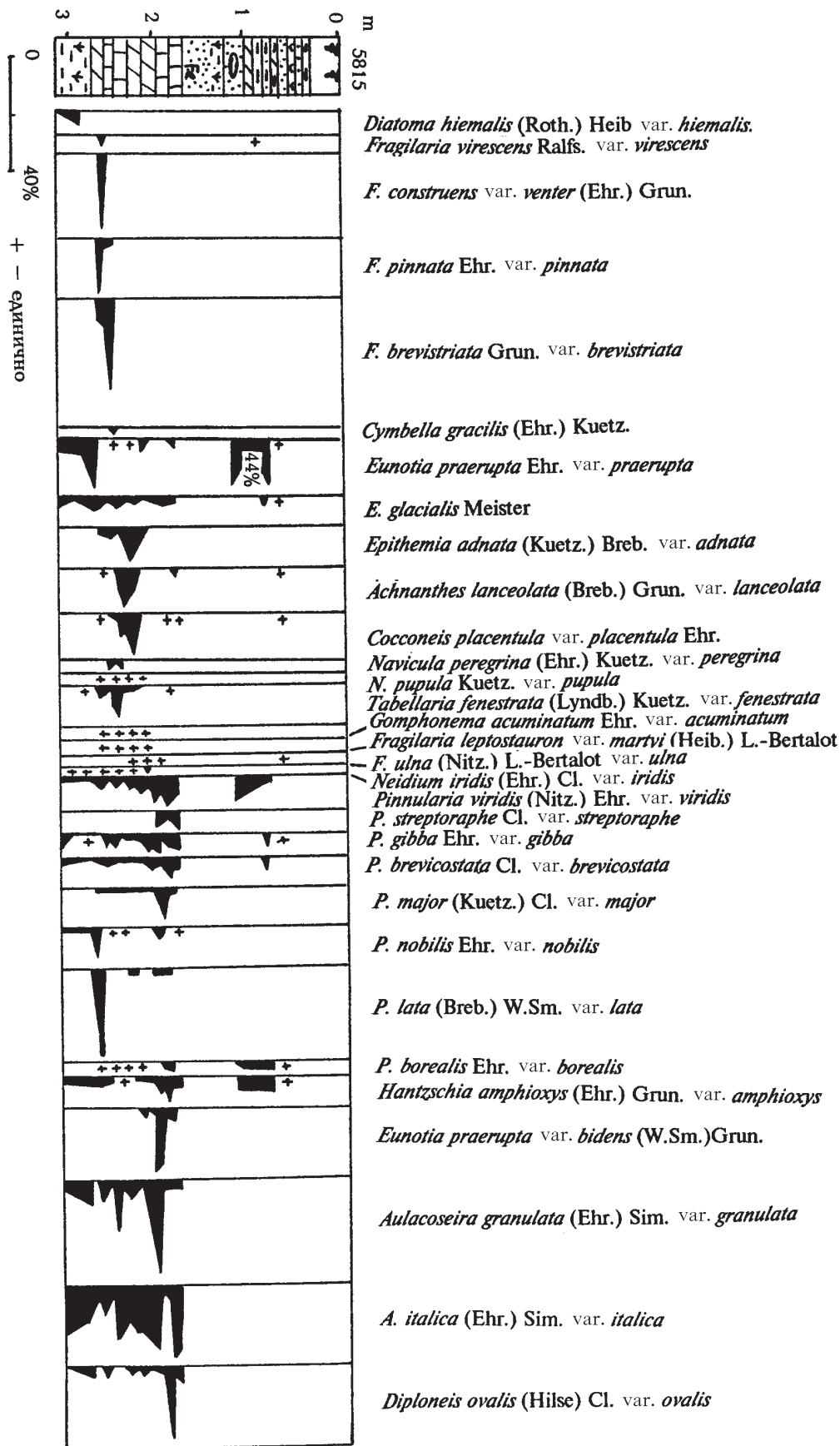


Рис. 8. Распределение диатомей в разрезе 5-6 м террасы в устье руч. Прозрачного (5815).

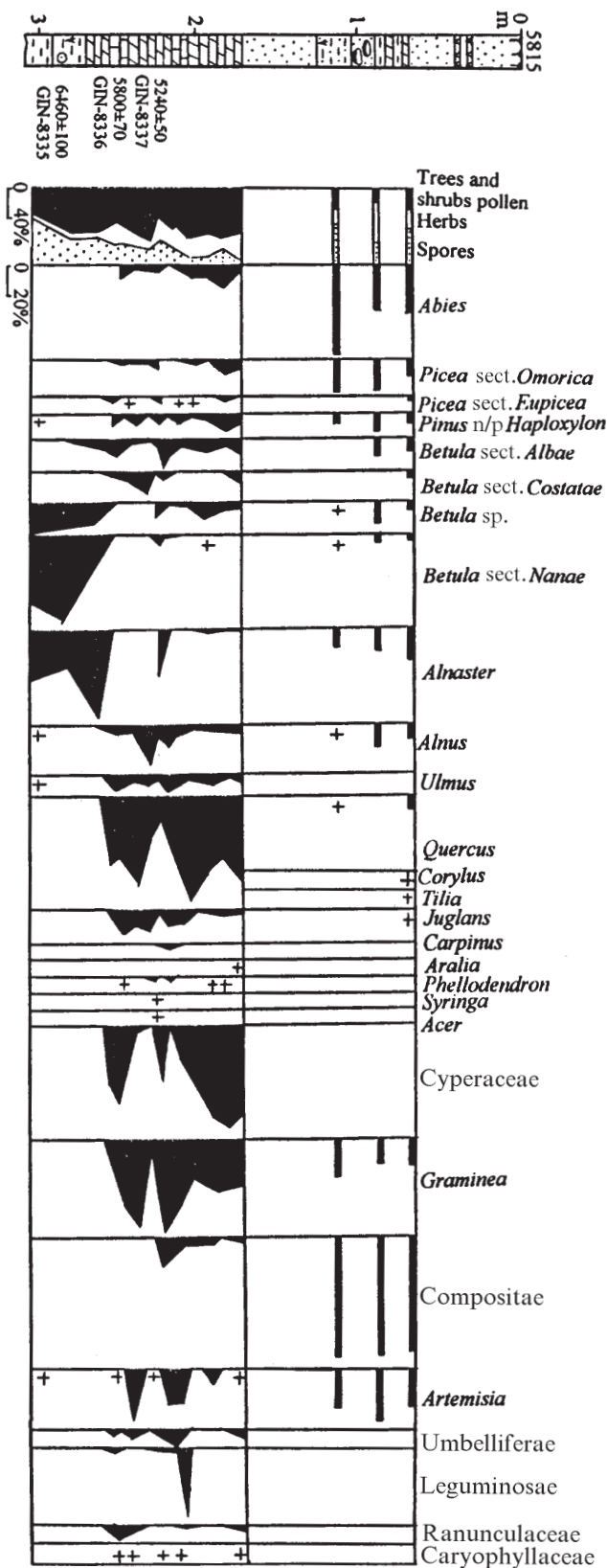


Рис. 9. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений 5-6-м террасы в устье руч. Прозрачного (5815).

В верхней части торфяника (1.75-2.1 м) среди диатомей значительно возрастает количество донных *Pinnularia viridis* var. *viridis* (до 15%), *P. streptoraphe* var. *streptoraphe* (до 7%), *P. brevicostata* var. *brevicostata* (до 10%), *P. major* var. *major* (до 15%), *P. nobilis* var. *nobilis* (до 15%), *P. borealis* var. *borealis* (до 6%), *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (до 34%), отвечающих заболачиванию озера. Из обрастателей отмечено высокое содержание *Eunotia praerupta* var. *praerupta*, остается высоким содержание планктонных *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (до 34%), *A. italica* var. *italica* (до 32%). В СПК отложений уменьшается разнообразие и количество пыльцы широколиственных пород, доминирует пыльца *Quercus*, что свидетельствует о смене полидоминантных лесов дубняками. Этот прослой торфа накапливался в конце атлантического периода, кровля - на границе атлантик-суббореал.  $^{14}\text{C}$ -даты из кровли торфяника по древесине - 4560±50 л.н. (ГИН-8338), по торфу - 4780±100 л.н. (ГИН-8339).

Торф перекрыт зеленовато-серыми среднезернистыми пляжевыми песками (0.65-1.70 м), в верхней части - с прослоями зеленовато-серого алевритистого песка и горизонтом выветрелых, хорошо окатанных валунов. В интервале 0.75-1.25 м в комплексе диатомей доминируют *Eunotia praerupta* var. *praerupta* (44%), *Pinnularia borealis* var. *borealis* (11%), *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* (6%). Исчезновение планктонных форм свидетельствует о заболачивании поверхности. Состав СПК из верхней части этой пачки отражает развитие темнохвойных лесов (*Abies* до 54.5%, *Picea* sect. *Eupicea* до 2.6 %, *P. sect. Omorica* до 18.2%) при участии берез, ольхи и ольховника. Содержание пыльцы широколиственных пород резко снижается в кровле пачки, указывая на прогрессирующее похолодание климата. По-видимому, пески накапливались в первой половине суббореала, алевритистые пески - во второй половине суббореала.

Кровля разреза сложена коричневатого-серым мелкозернистым эоловым песком с двумя пепловыми прослоями, сопоставляемыми с извержениями влк. Масю в субатлантике.

На охотоморской стороне среднеголоценовый торфяник (мощностью 2.2 м) изучен на юге острова около обрыва Федяшин, (5871). Здесь в основании разреза выходит голубовато-серый разнозернистый песок, переходящий в черный заторфованный алеврит (3.15-3.8 м) с обилием остатков водных растений и с двумя пепловыми прослоями. Нижний пепловый прослой дацитового состава с преобладанием фракций крупного песка является тефрой влк. Головина, сопоставляемой с извержением около 7 тыс. л.н.. Из торфа, подстилающего этот пепловый прослой на юго-восточном побережье острова, получена  $^{14}\text{C}$ -дата 7180±100 л.н. (ГИН-8629). Верхний пепел риолитово-

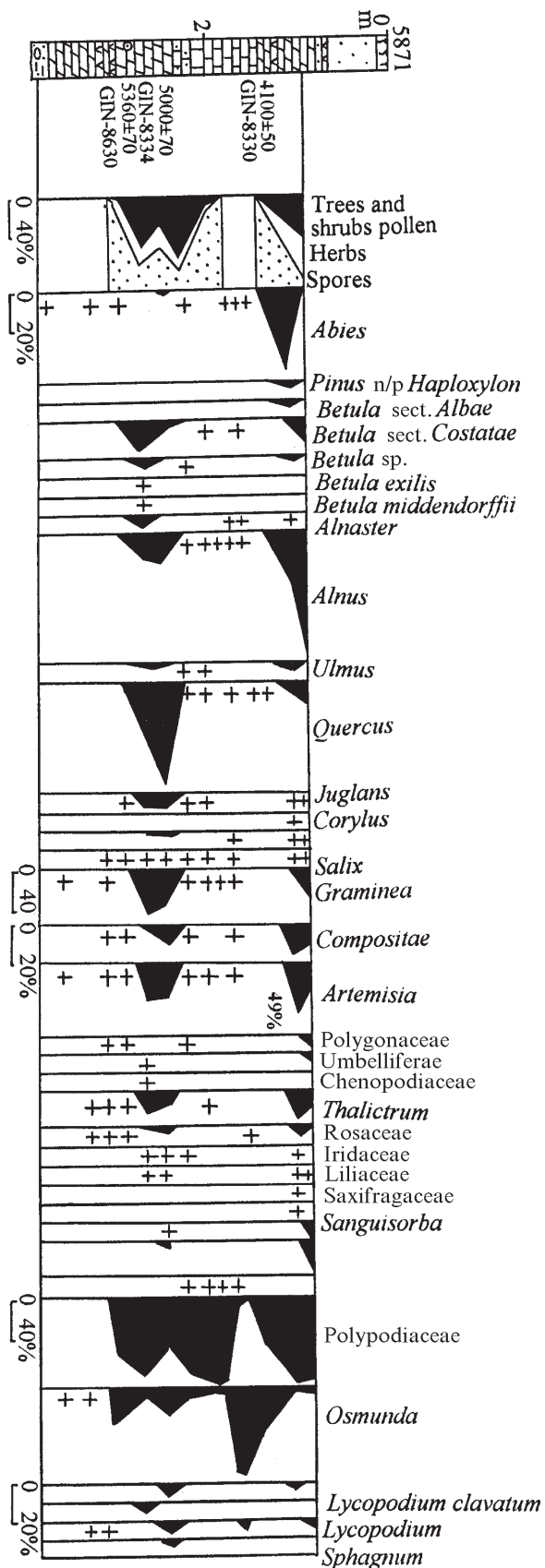


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника около обрыва Федяшина (5971).

го состава, сложенный мелким алевритом, коррелируется с пепловым прослоем Ма-f влк. Масю [6]. Споры и пыльца в торфянистых алевритах отсутствуют.

Выше наблюдается переслаивание темно-коричневого торфа и торфянистого песчанистого алеврита с обилием остатков древесины (2.35-3.15 м). В СПК (рис. 10) наряду с пыльцой деревьев и кустарников (до 68%) в большом количестве присутствуют споры (до 48%). Преобладание пыльцы *Quercus* (до 55%) при участии пыльцы других широколиственных пород (*Juglans*, *Ulmus*, *Corylus*, *Phellodendron*) фиксирует фазу развития полидоминантных широколиственных лесов. Вдоль вершин лагуны и в устьях рек были развиты заросли ольхи и ивы, в верхнем поясе - березняки и хвойные. Время торфонакопления соответствует атлантическому периоду голоцена (<sup>14</sup>C-даты по древесине 5360±70 л.н., ГИН-8630; 5000±70 л.н., ГИН-8334).

Палиноспектр из подошвы вышележащего темно-коричневого, сильно опесчаненного торфа (1.3-2.35 м) аналогичен СПК из нижележащих отложений. Выше по разрезу в СПК доминируют исключительно споры (88.4-99%), что свидетельствует об отсутствии крупных лесных массивов. Папоротники представлены *Polypodiaceae*, *Osmunda*. Среди пыльцы древесной растительности преобладает пыльца широколиственных пород, свидетельствующая о существовании отдельных куртин дубняков. <sup>14</sup>C-дата, полученная по торфу из кровли горизонта, 4100±50 л.н. (ГИН-8333) показывает, что торф продолжал накапливаться во время первого потепления суббореала, а опесчаненный прослой торфа образовался во время похолодания на границе атлантик-суббореал при активизации эоловых процессов [3]. Преобладание спор в СПК, вероятно, фиксирует следы крупного пожара, уничтожившего лес на большой территории. Этот пожар можно связать с последним крупным извержением влк. Менделеева в суббореале, датированным около 4220±50 л.н., ГИН-160 [5].

Верхняя часть торфяника сложена черным торфянистым алевритом с прослоями лапиллей и пепла. В основании горизонта преобладают споры (до 54.9%), в кровле - пыльца деревьев, кустарников (44.7%). Высокое содержание пыльцы трав (38.3%) указывает на развитие луговых сообществ. Состав СПК свидетельствует о коренной перестройке островных ландшафтов: резко сокращается содержание пыльцы широколиственных пород (*Quercus* до 9.7%, *Juglans* до 1.2%, *Ulmus* 5.1%, *Corylus* 0.4%, *Phellodendron* 1.4%), доминирует пыльца пихты (41%), среди мелколиственных - ольхи (до 74.7%). Состав СПК фиксирует развитие пихтовых лесов и берез на склонах влк. Головнина, в прибрежной зоне - ольховых зарослей и островков дубняков. Отложения накапливались при климатических условиях, близких к современным, время их образования сопоставляется с субатлантиком. Пепловый

прослой коррелируется с прослоем Ma-d влк. Масю [6], прослой лапиллей, вероятно, образовался в результате небольшого извержения влк. Головнина.

Кровлю разреза слагает зеленовато-серый мелкозернистый эоловый песок с пепловым прослоем, сопоставляемым с пеплом Ma-b влк. Масю [6]. Эоловый покров, вероятно, образовался во время малого ледникового периода [3].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Развитие природной среды и эволюцию обстановок осадконакопления о. Кунашир в среднем-позднем голоцене интересно рассмотреть в сравнении с изменением общей палеогеографической ситуации в районе о. Хоккайдо. До начала среднего голоцена о. Кунашир являлся полуостровом о. Хоккайдо. На фоне глобальных изменений климата на динамику природных процессов в этом районе большое влияние оказывали такие региональные факторы, как миграция системы теплых и холодных течений. Смена сухого и прохладного климата на теплый и влажный на о. Хоккайдо произошла около 8 тыс.л.н., когда на фоне глобального потепления активизировалась система течений Куроисио, достигших берегов Северной Японии. С этим палеогеографическим рубежом связана коренная перестройка растительного покрова о. Хоккайдо, где леса с преобладанием *Juglans-Betula* и *Alnus-Juglans* в долинах рек и *Picea-Abies* на морских террасах и склонах гор сменились полидоминантными широколиственными и смешанными хвойно-широколиственными лесами, главным компонентом которых стал *Quercus* [7, 8, 20, 21]. На о. Кунашир березовые ассоциации сменились полидоминантными широколиственными лесами на рубеже 7-6.5 тыс. л.н. Этот возрастной рубеж маркируется пепловыми прослоями влк. Головнина и Ma-f влк. Масю.

Максимальное потепление климата на о. Кунашир приурочено к атлантическому периоду голоцена и датировано в интервале 6.52-5.0 тыс. л.н. Эта теплая фаза сопоставляется с климатической стадией ранний Дземон Японских островов, оптимумом голоцена на Сахалине и в Приморье [1, 12]. Среднегодовая температура была на 2-3°C выше современной. В южной и центральной частях о. Кунашир широкое распространение получили неморальные полидоминантные широколиственные с участием термофильных пород *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Phellodendron*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Tilia*, *Fagus*, *Castanea*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Aralia*, *Acanthopanax*, *Syringa*. Современные ареалы таких пород как *Fagus*, *Pterocarya* ограничены низменностью Курамацсунаи в южной части о. Хоккайдо [7, 21]. Север о. Кунашир занимали хвойно-широколиственные леса. По-видимому, смещение растительных зон на север объясняется как глобальным потеплением климата, так и воздействием теплых течений, активизировавшихся в районе Япон-

ских островов в период 5900-4700 л.н. [15, 18]. Спорово-пыльцевые спектры атлантических отложений о. Кунашир коррелируются с палинозоной RII Японских островов, имеющей возрастную интервал 7-4 тыс. л.н. [20]. О существенном повышении температуры прибрежных вод в данном районе свидетельствует ассоциация морских моллюсков, обитавших в Охотском море в районе о. Хоккайдо в оптимум голоцена, аналогичных комплексу моллюсков, характерных в настоящее время для широты, расположенной на 5-6° южнее [14].

Похолодание во второй половине атлантики на о. Кунашир на рубеже 5.7-5.8 тыс. л.н. проявилось в небольшой регрессии и развитии ольховников на осушившемся побережье и в долинах рек. Небольшое похолодание и малоамплитудная регрессия атлантики на Японских островах датируется 6100-5900 л.н. [15].

Положение уровня моря при максимальной трансгрессии, приуроченной к оптимуму голоцена, позволяет оценить разрез пляжевых отложений на восточном берегу оз. Лагунного. Морские отложения, перекрытые торфом, по которому получена <sup>14</sup>C-дата 6520±110 л.н. (ГИН-8340), расположены на высоте 1.2 м выше современного уровня озера, что предполагает подъем уровня моря до +2.5...+3 м выше современного. Эти данные хорошо согласуются с материалами по Японским о-вам, о. Сахалин и Приморью [1, 4, 12, 13]. В это время побережье о. Кунашир было сильно расчленено. Широкое развитие получили глубоководные бухты, в районах низменных перешейков - мелководные проливы. В условиях трансгрессии и активной абразии берегов, вызвавшей построение мощных барьерных форм в устьях рек при уровне моря, превышавшем современный, на побережье происходило образование подпрудных озер. Озера прошли несколько стадий обводнения и заболачивания, по-видимому, обусловленные не столько климатическими причинами, сколько литодинамической ситуацией в прибрежной зоне.

Похолодание на границе атлантик-суббореал датируется в интервале 4.5-4.7 тыс.л.н. О некотором снижении температуры прибрежных вод говорит доминирование в диатомовых комплексах вида *Paralia sulcata* var. *sulcata*. Существенной перестройки в структуре растительного покрова на этом рубеже не зафиксировано, что, по-видимому, объясняется смягчающим воздействием теплых течений, достигавших в это время берегов острова [18,19]. Несколько снижается разнообразие широколиственных пород; широкое распространение на юге острова получили дубняки. Во время похолодания на границе атлантик-суббореал растительный покров о. Хоккайдо также не претерпел существенных изменений [9, 20]. С этим палеогеографическим рубежом связана наиболее значительная регрессия уровня моря в среднем-позднем го-

лоцене, что повлекло за собой образование обширных дюнных полей на побережье [3].

Во времена раннесуббореального потепления в центральной части острова были развиты хвойно-широколиственные леса с преобладанием пихты среди хвойных, но с меньшим участием термофильных широколиственных пород по сравнению с оптимумом голоцена. Юг острова занимали неморальные полидоминантные широколиственные леса. Массовую вспышку в прибрежных водах о. Кунашир получил тепловодный вид диатомей *Actinocyclus ostonarius* По-видимому, в это время также проявлялось отепляющее влияние теплых течений, достигавших севера о. Хоккайдо [18, 19]. Хорошо выраженное потепление в первой половине суббореала выделено также в ландшафтах Японских островов [11, 12].

Во второй половине суббореала произошли значительные изменения в структуре растительного покрова о. Кунашир: северная граница зоны хвойно-широколиственных лесов сдвинулась к югу в район Серноводского перешейка, большую часть острова занимали темнохвойные леса с преобладанием ели. Похолодание около 3.5-3 тыс. л.н. оказало сильное влияние и на растительность Японских островов, на о. Хоккайдо расширились ареалы хвойных пород, широкое распространение получили смешанные хвойно-широколиственные леса [8, 21].

Поступление большого количества обломочного материала в береговую зону во время суббореальных трансгрессивных фаз, происходившее за счет размыва дюнных гряд и абразии слабо литифицированных пород, привело к быстрому росту аккумулятивных форм и заполнению вершин бухт. К этому времени относится образование аккумулятивного выступа в южной части острова и начало роста косы Весловского.

Похолодание на границе суббореал-субатлантик, сопровождавшееся небольшой регрессией, было достаточно длительным (1.7-1.3 тыс.л.н.). Это похолодание можно сопоставить с холодной стадией Кофун Японских островов [11]. В это время на о. Кунашир расширилась площадь перешейков, сформировались заболоченные прибрежные равнины, на месте суббореальных бухт и лагунов возникли озера и образовались береговые дюны второй генерации. Именно в субатлантике на острове получили развитие луговые и болотные ландшафты. Разреживание лесной растительности и высокая влажность вели к активизации склоновых процессов. В целом растительный покров острова был близок к современному. Многочисленные пеплопады, основными источниками которых были вулканы о. Хоккайдо, произошедшие за последние 2 тыс. л.н. [16, 17], привели к активизации почвообразующих процессов и формированию мощного почвенного покрова.

Субатлантическое потепление, выделенное на Японских островах в интервале 1.3-700 л.н. (Nara-Neian-Kamakura warm stage), не имело ярко выраженного характера на о. Кунашир, хотя тенденция к потеплению подтверждается увеличением содержания пыльцы широколиственных видов в спорово-пыльцевых спектрах разрезов. Понижение уровня моря после трансгрессивной фазы субатлантики, сопровождающей это потепление, зафиксировано прослоем водорослевого торфа, лежащего на 0.6 м ниже современного уровня прилива на бенче к северу от м. Водопадного. По торфу получена <sup>14</sup>C-дата 850±50 л.н. (ГИН-8428), которая определяет конец трансгрессивной фазы.

Похолодание и малоамплитудная регрессия малого ледникового периода характеризовались интенсивным накоплением эолового материала и насыщением верхнего горизонта почв песком. Эоловые формы рельефа представлены дюнами, покровами, перекрывающими погребенные почвы с <sup>14</sup>C-датами 290±60 л.н. (ГИН-7870), 190±40 л.н. (ГИН-7886) [3].

Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ, проекты N 95-05-15309 и N 97-05-65362.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
2. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Пушкарь В.С., Базарова В.Б. Морские террасы и развитие береговой зоны острова Кунашир в плейстоцене. Деп. в ВИНТИ N 3033-В94. Владивосток, 1994. 66 с.
3. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б. Береговые дюны - индикатор глобальных похолоданий (о. Кунашир, Курильские острова)// Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N1. С. 53-59.
4. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск.: Наука, 1973. 188 с.
5. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М., Шурманов Л.П. М.: Наука, 1980. 176 с.
6. Arai F., Machida H., Okumura K., Miyauchi T., Soda T., Yamagata K. Catalogue for Late Quaternary marker-tephras in Japan II - tephras occurring in Northeast Honshu and Hokkaido//Geograph. Rep. of Tokyo Metropolitan University. 1986. N 21. P. 223-250.
7. Igarashi Y. History of Environmental Change in Hokkaido from the Viewpoint of Palynological Research// Biodiversity and Ecology in the Northernmost Japan. Hokkaido University Press. 1993. P.1-19.
8. Igarashi Y. Quaternary forest and climate history of Hokkaido, Japan, from marine sediments. Quaternary Science Reviews. 1994. Vol. 13. P. 335-344.
9. Igarashi Y., Kumano S. Holocene Climatic Change in the Lowland Area of North of Sapporo, Japan//The Quaternary Research. 1974. V. 13, N 2. P. 48-53.



10. Korotky A.M., Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., Sulerzhitsky L.D. Holocene Marine Terraces of Kunashiri Island, Kuril Islands// *The Quat. Res.*, 1995. V. 34, N 5. P.359-375.
11. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation// *Bull. of the Department of Geography, University of Tokyo*. 1983. N15. P.1-31.
12. Sakaguchi Y., Kashima K., Matsubara A. Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments//*Bull. of the Department of Geography, University of Tokyo*. 1985. N17. P.1-17.
13. Sakaguchi Yu., Okumura K. Interglacial climates and relict red soils in northern Japan based on pollen records of Interglacial deposits in Eastern Hokkaido//*Bull. of the Department of Geography, University of Tokyo*. 1986. N18. P.29-48.
14. Sakaguchi Yu., Olsen, J.W. The Holocene of Japan, China and Southeast Asia// *The Holocene Epoch: Processes and Paleogeography of the last 10 000 Years* (in press).
15. Taira K. Radiocarbon dating of shell middens and Holocene sea-level fluctuations in Japan// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1980. V.32 P.79-87.
16. Taira K. Environmental changes in Eastern Asia during the past 2000 years. Volcanism, tectonism, climate and palaeoceanology//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1980. V.32. P.89-97.
17. Taira K. Holocene events in Japan: Paleo-oceanology, volcanism and relative sea-level oscillations// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1980. V. 32. P. 69-77.
18. Taira K. Holocene Palaeoceanographic Changes in Japan // *Reports of the Taisetsuzan Institute of Science*. 1992. N 27. P. 1-7.
19. Taira K., Lutaenko K. Holocene Palaeoceanographic Changes in the Sea of Japan// *Reports of the Taisetsuzan Institute of Science*. 1993. N 28. P. 65-70.
20. Tsukada M. Vegetation in Prehistoric Japan: The Last 20000 years// *Windows on the Japanese Past: Studies in Archaeology and Prehistory*. The University of Michigan. 1986. P. 11-56.
21. Tsukada M. Japan// *Vegetation history*. Dordrecht, Boston, London. 1988. P. 458-518.

Поступила в редакцию 10 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

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

### **Holocene deposits and paleogeography of Kunashir Island (Kurile Islands)**

Natural environment development and sedimentary environment evolution were studied for Kunashir Island in the Middle-Late Holocene. Against the background of global climatic changes natural environment dynamics was influenced by migration of the warm and cold current system. Dry and cool climate was changed by warm and moist climate about 7-6.5 ka, somewhat later than on Hokkaido Island. At that time the Kuroshio Current became more active, and Kunashir Island vegetation changed greatly: birch associations were replaced by nemoral broad-leaved forests. During Atlantic-Subboreal cooling (4.5-4.7 ka) the island's vegetation changed slightly, which was due to a warm current influence. The most considerable regression for the Middle-Late Holocene took place in this period. That cooling of about 3.5-3 ka led to strong vegetation changes: coniferous and broad-leaved/coniferous forests developed. Active detrital material arrival at the coastal zone resulted in the growing of accumulative landforms. During Subboreal-Subatlantic cooling (1.8-1.3 ka) the isthmus area grew in size, coastal wetlands with lakes and coastal dunes were formed; meadow and swamp landscapes developed. Subatlantic warming was not intensive. Active eolian accumulation took place during the Little Glacial Period of cooling and regression.

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ**

УДК 549.74(265)

**АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ТИХОГО ОКЕАНА**

***Н.В.Астахова, А.В.Сорочинская***

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

В статье приведены данные о распределении аутигенных карбонатов в голоцен-верхнеплейстоценовых отложениях Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского и Южно-Китайского морей. Приводится их описание и данные по химическому и изотопному составам изученных образцов. Выявлено, что почти весь аутигенный карбонат представлен кальцитом или магниальным кальцитом, лишь в одном случае - сидеритом. По изотопному составу кислорода наблюдается разброс значений от +37.7 до +26.1‰ (SMOW), что, вероятно, связано с разной температурой их образования. Уменьшение значений  $\delta^{18}\text{O}$  наблюдается от холодного Охотского моря к тропическому Южно-Китайскому морю. Очень широкий диапазон значений изотопного состава углерода от -42‰ до +3.8‰ (PDB) указывает на разные источники поступления углекислоты, идущей на образование этих карбонатов. В осадках изученных районов, судя по изотопному составу углерода, можно выделить три таких источника: микробиальное окисление метана, деструкция органического вещества в процессе диагенеза осадков и растворенный органический карбонат (кораллы, раковины). Таким образом, в осадках окраинных морей северо-западной части Тихого океана образование аутигенных карбонатов происходит в результате: 1) диагенеза осадков; 2) окисления метана в зонах газовых аномалий; 3) при выпадении в осадок из пересыщенных растворенным карбонатом морских вод на мелководье в закрытых заливах или лагунах тропических морей.

Аутигенные карбонаты широко распространены в осадках Мирового океана. Чаще всего образование их связано с процессами диагенеза. Источником углерода для этих карбонатов является захороненное органическое вещество и растворенные скелеты морских организмов. В последние годы появились данные об образовании карбонатов в зонах газовых аномалий вследствие окисления метана [3, 5, 7, 10]. В данной работе мы рассмотрим аутигенные карбонаты, поднятые при драгировании морского дна или обнаруженные в колонках донных осадков (длиной до 6 м), отобранных на акваториях Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского и Южно-Китайского морей.

**ОХОТСКОЕ МОРЕ**

Здесь аутигенные карбонаты в донных осадках обнаружены в трех районах: на шельфе и материковом склоне северо-восточного Сахалина, в северо-восточной части впадины Дерюгина и на склоне острова Парамушир (Курильские острова).

На шельфе и материковом склоне северо-восточного Сахалина карбонатные новообразования в донных осадках встречаются довольно часто. Но они значительно различаются между собой по внешнему виду. Наиболее необычные формы имеют карбонатные новообразования, обнаруженные в 4 колонках, имеющих длину до 3 м и отобранных с глубин 110-300 м [2]. Они залегают в осадках позднеплейстоценового возраста, представленных серыми плохо сортированными песками, мелкоалевритовыми илами с угнетенной тонкостенной фауной моллюсков и большим количеством растительного детрита. Содержание органического углерода в осадках довольно высокое (0.7 - 2.8%), карбоната - незначительное (0 - 0.5%). Повышение концентраций  $\text{CaCO}_3$  связано с наличием полуразложившихся раковин моллюсков. Карбонатные новообразования представлены одиночными конкрециями шаровидной, эллипсоидальной и удлинённой формы и пористыми "кристаллами" в форме призм и пирамид тетрагональной сингонии (ст.82156). Размеры конкреций - 1-

5 см. По внутреннему строению их можно разделить на 2 разновидности: массивные и пористые. Первая разновидность конкреций обнаружена в верхних частях колонок (15 - 80 см) среди горизонтов, обогащенных растительным детритом. Удлиненные конкреции ориентированы по напластованию пород. Цвет конкреций серый, от вмещающего осадка такого же цвета они отделяются с трудом. Обычно наблюдается постепенное уплотнение осадка на расстоянии 3-5 мм от плотного тела конкреции. В ядре конкреции находятся мелкие раковины гастропод или их обломки, реже карбонатные трубки полихет. Конкрециеобразователем является пелитоморфный карбонат кальцит-доломитового ряда, цементирующий терригенные зерна.

Вторая разновидность - пористые карбонатные образования, по своей форме напоминающие ромбоэдрические и пирамидальные кристаллы, встречаются в нижней части колонки осадков в интервале 110-280 м как в виде отдельных "кристаллов", так и их сростков. Величина "кристаллов" достигает 4 см. В поперечном сечении они дают ромбические и прямоугольные очертания. Во вмещающем осадке "кристаллы", так же как и удлиненные конкреции, ориентированы по напластованию. Цвет внешней части образцов серый за счет примеси вмещающего осадка, центральной - бурый. В шлифах хорошо видна оолитовая структура этих образований. По данным рентгеноструктурного анализа, оолиты сцементированы мелкокристаллическим кальцитом, содержащим значительную примесь железистых и магниезальных разностей. Размеры кристаллов кальцита не превышают 0.05 мм. Тип кальцитового цемента - крустификационный. Карбонатные образования такого типа встречаются среди морских отложений Сахалина, Хоккайдо, Камчатки, Чукотки. Они носят название "геннойши" [6]. В довольно узком интервале 110 - 130 см встречается переходный тип конкреций. Они имеют две различные зоны: внешнюю и внутреннюю, отличающиеся между собой по строению и цвету, с отчетливой границей между ними. Внутреннюю часть конкреций составляют "геннойши". Внешняя же часть плотная, темно-серого цвета и по структуре аналогична конкрециям первого типа.

Содержание  $C_{орг}$  в изученных конкрециях варьирует от 0.96% до 1.93%,  $C_{карб}$  - от 4.84% до 11.12%, что в пересчете на  $CaCO_3$  составляет от 40.33% до 92.67%. Содержание карбоната уменьшается от центра конкреции к периферии, что связано с увеличением примеси терригенного материала. Содержание микроэлементов в этих образованиях приведено в таблице 1.

В осадках станций 9312 и 936, отобранных у подножия материкового склона, наблюдается лишь

**Таблица 1. Результаты спектрального полуколичественного анализа карбонатных образований и осадка с шельфа Северного Сахалина ( $10^{-4}\%$ ).**

| компоненты | конкреция | геннойши | осадок |
|------------|-----------|----------|--------|
| Sn         | 3         | 2        | 5      |
| Pb         | 20        | 10       | 30     |
| Zn         | 60        | 50       | 100    |
| Cu         | 20        | 30       | 40     |
| P          | 500       | 1000     | 300    |
| Ge         | 0.4       | 0.3      | 1      |
| Mn         | 400       | 300      | 300    |
| Mg         | >20000    | >20000   | 6000   |
| Ga         | 15        | 6        | 30     |
| Cr         | 40        | 20       | 50     |
| Fe         | 10000     | 8000     | 10000  |
| Ni         | 20        | 6        | 30     |
| Mo         | 2         | 2        | 2      |
| V          | 30        | 20       | 50     |
| Ag         | 0.08      | 0.05     | 0.08   |
| Ti         | 800       | 500      | 1500   |
| Zr         | 60        | 60       | 80     |
| Co         | 4         | 3        | 6      |
| Li         | 30        | 30       | 40     |
| Sr         | 300       | 800      | 80     |
| Ba         | 400       | 1000     | 100    |

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ ППГО "Приморгеология"

цементация карбонатом терригенного осадка. В колонке 9312 в интервале 626-631 см обнаружен прослой очень плотного известковистого непластичного глинистого осадка серого цвета светло-оливкового оттенка (табл.2). Контакт прослоя отчетливый, при внедрении трубки он был разбит на отдельные куски. Аналогичный прослой, толщиной 5-8 мм, выделяется также на уровне 649 см в колонке 936 (см.табл.2).

В донных осадках, отобранных в зоне газовой аномалии, расположенной севернее вышеописанных станций, также обнаружены карбонатные новообразования. На станции LV27-1А они появляются в интервале 150-152 см и наблюдаются далее по всему разрезу колонки до конца (172 см) и представляют собой светло-серые округлые, слегка угловатые с одним или с несколькими выростами, довольно крепкие стяжения неправильной формы. Размеры их колеблются от 75x40x18 мм до 13x11x8 мм. Часто поверхность их покрыта тонкой корочкой слаболитифицированного известковистого осадка. Иногда на поверхности или внутри стяжений встречаются истонченные раковины или их фрагменты. В одном случае плотным известковистым осадком заполнена внутренняя часть раскрытой двустворчатой раковины. На уровне 165 см обнаружена очень плотная конкреция светло-серого цвета размером 30x27x22 мм (см. табл.2). По удлинению через всю конкрецию проходит канал диаметром 5 мм, заполненный рыхлым известковистым материалом. Карбонат крип-

Таблица 2. Результаты химического анализа аутигенных карбонатов

| № п/п | Номер станции | Глубина м | Уровень см | MgO, % | CaO, % | CO <sub>2</sub> , % | н.о. (%) |
|-------|---------------|-----------|------------|--------|--------|---------------------|----------|
| 1     | L 27 1-3      | 1141      | 476        | 1.72   | 4.8    | 6.75                | 86.73    |
| 2     | L 27 2-3      | 1301      | 569        | 2.25   | 20.1   | 19.41               | 58.24    |
| 3     | L 27 1А       | 692       | 165        | 5.28   | 41.55  | 34.11               | 19.06    |
| 4     | 936           | 1310      | 645        | 2.43   | 2.51   | 6.00                | 89.06    |
| 5     | 9312          | 1005      | 626-631    | 2.24   | 7.16   | 8.75                | 81.85    |
| 6     | 89228         | 1480      | 110        | 2.55   | 39.95  | 34.11               | 23.39    |
| 7     | 89228         |           | 125        | 2.39   | 50.13  | 41.47               | 5.77     |
| 8     | 89228         |           | 150        | 2.4    | 49.48  | 41.43               | 6.69     |
| 9     | 89228         |           | 210        | 3.13   | 31.49  | 28.11               | 37.27    |
| 10    | 89228         |           | 245        | 3.02   | 34.71  | 30.51               | 31.76    |
| 11    | 89228         |           | 290        | 2.71   | 50.57  | 42.61               | 4.11     |
| 12    | Е 29          | 91        | 325        | 1.15   | 3.72   | 4.19                | 90.94    |
| 13    | Е29           |           | 366-373    | 1.48   | 0.85   | 4.35                | 93.32    |
| 14    | Е 35          | 53        | 5-8        | 1.45   | 12.5   | 9.48                | 76.57    |
| 15    | Т-21          | 116       | 200        | 3.69   | 6.95   | 9.51                | 79.85    |
| 16    | Т- 03 В       | 960       | 2-10       | 2.13   | 4.52   | 5.88                | 87.47    |
| 17    | 119           | 170       | 35         | 3.45   | 9.27   |                     |          |
| 18    | 89102         | 230       | 165-180    | 0.58   | 47.53  | 37.91               | 13.98    |
| 19    | 8937          | 230       | 170-195    | 3.61   | 41.54  | 36.51               | 18.34    |
| 20    | 8935          | 115       | 40-50      | 3.08   | 15.11  | 15.21               | 66.60    |
| 21    | 8785          | 23        | 30-60      | 0.79   | 53.78  | 43.04               | 2.39     |

Примечание. Определение карбонатной составляющей в изученных образцах было сделано объемным “баритовым” методом по стандартной методике. Аналитики И.Н.Якушева и Н.А. Серета, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН.

токристаллический, под микроскопом кристаллы не различимы. В осадках станции LV27-2-3 карбонатные новообразования встретились лишь в нижней части колонки, в интервале 569-580 см. Причем на уровнях 569 см и 573 см - это одинаковые плоские, с отбитыми краями литифицированные обломки размером 70x55x15 мм и 83x73x15 мм соответственно. Вероятнее всего, это фрагменты карбонатизированных прослоев. Округлая конкреция серого цвета, обнаруженная в интервале 570-580 см, состоит из двух частей: одна часть напоминает собой сферолит, другая - слоистая, толщиной 15 мм, причем слойки расположены почти перпендикулярно к сферолитовой части конкреции. Вероятнее всего, это связано с двумя стадиями образования конкреции.

**Впадина Дерюгина.** В этом районе наиболее интенсивное аутигенное минералообразование наблюдается в северо-восточной части впадины на вершинах невысоких холмов. Здесь при драгировании на склоне безымянной возвышенности в интервале глубин 1480-1470 м в точке с координатами 54°00.9 с.ш. и 146°15.7 в. д. были подняты десятки килограммов травертиноподобного барита, несколько обломков песчаников и конгломератов, большое количество вмещающего осадка серого цвета с сильным запахом сероводорода [4]. При изучении материалов драгирования выявлено несколько типов баритовой минерализации: мономинеральные травертиноподобные образования (96,5% BaSO<sub>4</sub>); баритово-кремнистые корки (80,0% BaSO<sub>4</sub>); баритовый и барит-

карбонатный цемент в полимиктовых песчаниках и конгломератах (до 58,9% BaSO<sub>4</sub>); “трубчатые” тела барита, пронизывающие вмещающий осадок и “пропитка” баритом отдельных участков этого осадка (26,8-24,1% BaSO<sub>4</sub>). Помимо баритовой минерализации в изученных образцах отмечена и карбонатная, но имеющая подчиненное значение. По данным рентгеноструктурного и ИК-спектрального анализа, карбонат определен как кальцит. Генетически карбонатные образования связаны с баритовой минерализацией. В одних случаях карбонат (кальцит 1-й генерации) предшествовал бариту, а в других - образование карбоната происходило одновременно с баритом или несколько позже (кальцит 2-й генерации). Кальцит 1-й генерации - криптокристаллический, 2-й - криптокристаллический, реже мелкокристаллический. Электронная микроскопия выявила, что кальцит 1-й генерации образует короткостолбчатые кристаллы, для кальцита 2-й генерации характерны сростки игольчатых кристаллов. Кальцитом 1-й генерации с незначительной примесью терригенного материала и микрофоссилий сложены уплощенные слоистые обломки серого цвета, толщиной 1,5 - 2 см, в разной степени литифицированные. Содержание C<sub>карб.</sub> органических остатков в них достигает 9,44 %, что в пересчете на CaCO<sub>3</sub> составляет 78,6% (табл.3). В этих же образованиях изредка встречаются очень мелкие (менее 1 мм) лепешковидные выделения ярко-синего лазурита, а также многочисленные гнезда более позднего барита и, в меньшей степени, гнезда фрамбо-

идального пирита. Аналогичным кальцитом образованы тонкие, от 1 см до нескольких мм, корки, покрывающие одну из поверхностей некоторых образцов полимиктовых песчаников (см. табл.3). Примесь терригенных частиц здесь более значительна. Тонкие 1-2-миллиметровые прослои кальцита встречаются также на границе "трубчатых" тел барита (вероятно, подводных каналов) и вмещающего осадка (табл.4). Кальцит 2-й генерации образует, часто совместно с баритом, базально-крустификационный цемент в полимиктовом песчанике (см. табл.3). Чаще всего он пелитоморфный, но в единичных пустотах размер игольчатых кристаллов достигает 0.3 мм, показатель преломления  $N_o$  - 1,660. В шлифах хорошо видно пятнистое распределение барита и карбоната, но встречаются также участки карбонатно-баритового цемента. Детальное изучение поднятого материала позволило сделать вывод о гидротермальном генезисе баритовых образований [4].

**Склон острова Парамушир.** Современное аутигенное минералообразование было выявлено на участке, находящемся на границе восточного борта желоба Атласова с относительно мощным осадочным чехлом (не менее 1500 м) вблизи его сочленения с цоколем Большой Курильской гряды в тыловой ее части. В этом районе был обнаружен газовый факел, связанный с разрушающимся газогидратным слоем, распространенным в верхней части осадочного чехла всей северной оконечности желоба Атласова [7].

Донные осадки в районе локального выхода углеводородных газов были опробованы и изучены многими исследователями [1, 3, 7, 10]. По результатам работ подводного обитаемого аппарата "Пайсис" установлено, что газовый источник находится на глубине 768 м на вершине "увала" шириной около 400 м., длиной 800 м, высотой не более 15 м, ориентированного в северо-западном направлении. За пределами источника дно покрыто палево-серым алевритистым илом со значительным содержанием диатомей. Ил сильно биотурбирован роющими микроорганизмами и часто покрыт сплошным белым налетом (бактериальные маты). Наиболее характерными формами аномального поля являются беспорядочно расположенные провальные воронки и ямы, часто с отвесными краями. Размер таких провальных ям обычно 1-1,5 м в поперечнике, реже 2 м. Иногда ямы занимают дно более широких понижений - до 10 м в поперечнике и 3 м глубиной. Расстояние между ямами 0.5-2 м. Поверхность грунта скреплена карбонатными корками, которые часто нависают над ямами. В обрывах видно наложение разных по облику слоев грунта: черный ил чередуется со слоями, покрытыми белым налетом. Толщина таких слоев - 5-10 см. Карбонатные корки не составляют цельной покрывки, а, скорее, залегают неправильными пластинками, ча-

**Таблица 3. Химический состав (в %) карбонатных образований и осадка впадины Дерюгина**

| Оксиды                         | 1     | 2     | 3     | 4      | 5    | 6     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 18.1  | 39.74 | 32.28 | 0.3    | 0.5  | 12.1  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.1   | 0.22  | 0.6   | 0.24   | 0.2  | 0.1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5     | 4.78  | 14.8  | 4.38   | 3.94 | 4.4   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.79  | 0.75  | 2.47  | 1.45   | 1.77 | 1.35  |
| MnO                            | 0.25  | 0.09  | 0.17  | 0.17   | 0.11 | 0.07  |
| MgO                            | 1.57  | 1.76  | 1.57  | 4.4    | 4.83 | 3.04  |
| CaO                            | 6.23  | 4.75  | 1.93  | 46.18  | 47   | 26.23 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.5   | 1.07  | 3.25  | 1.05   | 0.57 | 0.64  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.35  | 0.5   | 1.47  | 0.55   | 0.5  | 0.64  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.24  | 0.15  | 0.09  | 0.12   | 0.31 | 0.18  |
| BaO                            | 39.28 | 38.7  | 22.5  | 5.97   | 2.31 | 26.14 |
| п.п.п.                         | 7.4   | 6.52  | 6.87  | 32.2   | 33.8 | 12.4  |
| Сумма                          | 98.89 | 99.08 | 99.24 | 100.58 | 99.6 | 99.98 |
| SO <sub>3</sub>                | 18.18 |       | 11.32 | 3.57   | 3.43 | 12.65 |
| Sr                             | 0.84  | 1.36  | 0.52  | 0.24   | 0.18 | 0.72  |

Примечание. Обр. 1, 2 - полимиктовый песчаник; 3 - вмещающий осадок; 4, 5 - карбонатизированные обломки; 6 - карбонатная корка на песчанике. Анализы выполнены в ТОИ ДВО РАН, аналитик И.Н.Якушева.

**Таблица 4. Содержание микроэлементов (10<sup>-4</sup> %) в карбонатных образованиях впадины Дерюгина.**

| Элементы | 1   | 2   | 3   | 4    | 5    |
|----------|-----|-----|-----|------|------|
| Cu       | 47  | 42  | 37  | 133  | 90   |
| Ni       | 130 | 120 | 140 | 480  | 200  |
| Zn       | 88  | 82  | 64  | 56   | 60   |
| Cd       | 0.8 | 15  | 16  | 64   | 32   |
| Co       | 35  | 30  | 20  | 80   | 80   |
| Cs       | 530 | 500 | 550 | 2320 | 1060 |
| Rb       | 70  | 63  | 65  | 212  | 108  |

Примечание. 1- карбонатизированный осадок на границе "трубчатых" тел барита; 2, 3 - карбонатизированные обломки; 4, 5 - карбонатная корка в полимиктовом песчанике. Микроэлементы определялись полуколичественным атомно-абсорбционным анализом в институте Химии ДВО РАН

сто составляя кавернозные желваки размером от 1-2 до 20 см в поперечнике. Грунт аномального поля источника представлен черными илами, сильно зараженными сероводородом. В 2-х колонках на глубине 1.8 м от поверхности дна обнаружены сантиметровые слои твердых газогидратов, которые быстро, с шипением разлагались на воздухе. Состав газогидратов углеводородный: не менее 98% составляет метан, присутствуют этан и пропан [7].

В 31 рейсе НИС "Пегас" (1986 г.) со склона о.Парамушир было поднято большое количество корок и конкреций, литифицированных в разной степени. Максимальная длина поднятых корок достигает 80 см при ширине 60 см. Толщина корок неравномерная, от 1 до 10 см, увеличивается от периферии к центру. Поверхность их неровная, с многочисленными ямками различной формы и круглыми дырами, со следами обрастания и жизнедеятельности донных организмов. Образование корок и конкреций связано с цементацией карбонатами отдельных участков донного осадка. Для изучения были отобраны слаболитифицированное лепешковидное стяжение, очень крепкая конкреция неправильной формы и несколько корок. Лепешковидное стяжение диаметром около 25 см и максимальной толщиной 14 см сложено пелитовым осадком с незначительной примесью материала алевритовой размерности. В осадке встречается большое количество органических остатков: фораминифер, диатомей, спикул губок. Наблюдается сильная пиритизация осадка, особенно органических остатков. При помощи окраски ализарином красным выявлено, что карбонат в этом стяжении не цементирует отдельные зерна, а распространяется лишь по многочисленным пересекающимся волосовидным трещинам, образующим как бы каркас стяжения (обр.1, табл.5). Изученные корки (обр.2, табл.5) образованы алевро-пелитовым осадком. Здесь также встречается глобулярный аутигенный пирит, более поздний, чем карбонат. Пелитоморфный карбонат распределен здесь неравномерно. Выделяются участки с повышенным содержанием карбоната, расположенные в виде отдельных пятен (выявлено при помощи окраски ализарином красным). Содержание  $S_{\text{карб}}$  здесь варьирует от 3.88% до 5.22%, что в пересчете на  $\text{CaCO}_3$  составляет от 36,7 до 43.5%. Наиболее крепкая конкреция (обр.6) образована терригенно-пирокластическим материалом, представленным кварцем, плагиоклазом, вулканическим стеклом, оливином, пироксеном, амфиболом, магнетитом, гематитом, слюдой, преимущественно песчаной размерности, сцементированным радиально-лучистым арагонитом. Тип цемента - радиально-крустификационный. Содержание  $S_{\text{карб}}$  - 3.69%, что в пересчете на  $\text{CaCO}_3$  составляет 30.7%. Встречаются многочисленные гнезда сульфидов, более поздних, чем карбонат. Содержание органических остатков незначительно, практически все они растворены. Химический состав конкреций, корок и осадка, поднятых на ст.3153, представлены в табл.5. Существенных различий составов, за исключением  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , в изученных образцах не наблюдается. Присутствие мышьяка объясняется находками в осадке единичных кристаллов арсенопирита. Образование в разной степени литифицированных конкреций и корок

Таблица 5. Химический состав карбонатных образований и осадка со склона о. Парамушир.

| Компоненты              | обр. 1 | обр.2 | обр.6 | осадок |
|-------------------------|--------|-------|-------|--------|
| $\text{SiO}_2$          | 54.48  | 32.98 | 28.16 | 55.2   |
| $\text{TiO}_2$          | 0.47   | 0.47  | 0.31  | 0.47   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 13.06  | 8.63  | 7.89  | 15.6   |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 10.82  | 4.88  | 5.06  | 8.83   |
| $\text{MgO}$            | 2.41   | 9.31  | 4.95  | 2.81   |
| $\text{CaO}$            | 5.78   | 16.64 | 26.37 | 7.43   |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 1.71   | 1.2   | 0.9   | 1.39   |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 3.4    | 2.02  | 1.83  | 3.3    |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 1.06   | 0.26  | 0.16  | 0.11   |
| $\text{MnO}$            | 0.18   | 0.07  | 0.1   | 0.17   |
| п.п.п.                  | 4.8    | 21.72 | 22.29 | 2.8    |
| сумма                   | 98.17  | 98.18 | 98.02 | 98.11  |
| Sn                      | 3      | 3     | 3     | 3      |
| Pb                      | 30     | 20    | 10    | 30     |
| Zn                      | 100    | 80    | 80    | 200    |
| Cu                      | 40     | 30    | 30    | 60     |
| V                       | 60     | 50    | 50    | 80     |
| Cr                      | 50     | 60    | 50    | 50     |
| Ni                      | 30     | 30    | 20    | 20     |
| Co                      | 8      | 6     | 6     | 8      |
| Mo                      | 3      | 3     | 8     | 4      |
| As                      | 100    | н.о.  | н.о.  | 80     |
| Rb                      | 31     | 15    | 6     | 50     |
| Ba                      | 296    | 248   | 205   | 307    |
| Sr                      | 569    | 705   | 872   | 402    |
| Zr                      | 94     | 47    | 64    | 80     |

Примечание: описание образцов приведено в тексте. Н.о. - не обнаружено. Содержание окислов приведено в мас.%, микроэлементов - в  $10^{-4}\%$ . Анализы выполнены в ЦЛ ППГО "Приморгеология".

связано с цементацией карбонатом донных осадков на отдельных участках островного склона.

#### ЯПОНСКОЕ МОРЕ

В позднечетвертичных отложениях этого моря карбонатные новообразования известны нам лишь в районе Восточно-Корейского залива. Здесь, в юго-западной части залива в районе Хыннамской впадины была обнаружена газовая аномалия [3]. В восточной части аномалии, где распространены тонкозернистые осадки (алевриты и пелитовые алевриты), в колонке донных осадков (ст.89102) в интервале 150 - 200 см были найдены агрегаты аутигенных карбонатов. Эти агрегаты имеют веретенообразную форму, длиной до 5 см, и расположены по напластованию осадка. Образованы они пористыми сростками желтых кристаллов кальцита скаленоэдрического габитуса. Края кристаллов как бы оплавлены, что, вероятно, указывает на начальную стадию их растворения. Размер кристаллов - 0.05 - 0.2 мм. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в этих агрегатах достигает 85.4 % (см.табл.2). В нижней части колонки выявлено большое количество фрамбоидального пирита и сильное сероводородное загрязнение. Так как центральная часть аномалии приурочена к шельфовой зоне, где осадки

представлены песками, колонок достаточной длины в этом районе больше отобрать не удалось. В то же время, в колонках, отобранных восточнее аномалии, имеющих большую длину и сложенных тонкозернистыми осадками, аутигенных минералов не обнаружено.

#### ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ

Нами были изучены карбонатные новообразования из осадков, отобранных в шельфовой зоне на значительном удалении от берега (станции E29 и E35). На станции E29 карбонатные стяжения были обнаружены в нижних частях колонки донных осадков. На уровне 325 см находился обломок (2.5 x 1.2 x 0.5 см) очень твердого и плотного ожелезненного образования со штриховкой по удлинению (см. табл.2). Внешне оно очень напоминает псевдоморфозу по растительным остаткам. В интервале 366-373 см обнаружены две плотных угловатых стяжения с включениями прожилков фрамбоидального пирита и измененной древесины (?). На станции E35 несколько карбонатных стяжений были найдены в верхней части колонки. Они - серого цвета, округлой формы, с неровной поверхностью, твердые, имеют максимальные размеры 1.5x1.5x1 см. Стяжения образованы пелитоморфным карбонатом, цементирующим терригенный осадок крупноалевритовой размерности (см.табл.2). В обеих колонках возраст вмещающих осадков - позднеплейстоценовый.

#### ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ

В этом районе нами были изучены карбонатные стяжения, обнаруженные в донных осадках, поднятых с подводного склона о.Тайвань. На станции T21B несколько уплощенных слаболитифицированных конкреций находились в интервале 190-200 см. Цвет их светло-коричневый, внутри более темный. Максимальные размеры - 2x1.5x0.5 см (см.табл.2). На станции ТОЗВ однородное овальное стяжение серого цвета обнаружено в верхнем слое осадка, в интервале 2-10 см. Максимальные размеры - 4x2.5x2 см (см.табл.2).

#### ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ

Карбонатные новообразования часто встречаются в осадках этого моря. Они широко распространены в зоне мелководья, образуя так называемые "бич-роки", состоящие из обломков раковин, кораллов, с незначительной примесью кварца, сцементированных кристаллическим кальцитом или арагоном [9]. Нами были изучены карбонаты, обнаруженные в колонках донных осадков, отобранных в заливе Бейбу, впадине Западная Натуна и в районе Периферийного вала.

В заливе Бейбу карбонатные стяжения найдены в трех колонках, поднятых с глубин 23-81м. Они встречаются в интервалах 0-20 см колонки 8771 (глубина

отбора 81м), 26-54 см колонки 8785 (глубина отбора 23 м) и 185-190 см колонки 8785 (глубина отбора 81 м) в прибрежно-морских голоценовых отложениях, представленных уплотненными алевритовыми пелитами с большим количеством растительных остатков. По внешнему виду это стяжения округлой, уплощенной или неправильной формы белого, серого или светло-коричневого цвета. Максимальный размер 7x5x2 см. Образованы они пелитоморфным или мелкокристаллическим кальцитом, цементирующим терригенный осадок. Во внутренних частях некоторых стяжений выделяются прослойки твердого белого и сероватого известняка (см.табл.2). В этих же образцах по плоскостям напластования и в многочисленных трещинах встречаются шетки прозрачных или белых кристаллов кальцита.

В районе впадины Западная Натуна аутигенные карбонатные образования были обнаружены в двух колонках донных осадков (ст.8935, глубина отбора 115м; ст.8937, глубина отбора 230 м), поднятых в зоне газовой (метановой) аномалии [5]. Осадки на обеих станциях имеют позднеплейстоценовый возраст и представлены чередованием песчаных и мелкозернистых заиленных прослоев. В верхних частях колонки 8935 карбонатом цементируется донный осадок, в результате чего образовались слаболитифицированные, слегка ожелезненные карбонатные корки размерами до 5 см, с многочисленными ямками и выростами. Иногда поверхность корок частично покрыта органической коркой, напоминающей бактериальные маты. Ниже по разрезу, в интервале 25-30 см появляются карбонатные образования типа инкреций, имеющих цилиндрическую форму с полостью серединой, заполненной грубозернистым песчаником, сцементированным кальцитом. Диаметр их 0.9 см при длине до 3 см. В нижней части колонки, в интервале 40-50 см обнаружено плотное плоское (толщина до 0,5 см) стяжение серого цвета, округлой формы, около 3 см в диаметре, с неровной поверхностью (см.табл.2). На станции 8937 аутигенные карбонатные образования встречаются в нижней части колонки в интервале 80-200 см в виде стяжений неправильной формы, часто уплощенных, слегка округлых (см.табл.2). В интервале 80-115 см матрицей является грубозернистый осадок с большой примесью органических остатков. Вниз количество раковин значительно уменьшается, а терригенный материал становится средне-мелкопесчаным с примесью алевролита. По химическому составу все изученные аутигенные карбонаты обеих станций относятся к магниезиальным кальцитам.

В районе Периферийного вала в результате экспедиционных работ на НИС "Академик Несмеянов" в зоне перехода от шельфа Вьетнама к склону котловины Южно-Китайского моря были обнаружены аномальные концентрации метана (от  $0.2 \times 10^{-4}$  до

0.8 × 10<sup>-4</sup> мл/л), углекислого газа (до 0.15 мл/л), водорода (до ( 6×10<sup>-3</sup> мл/л), что превышает фон в 10 и более раз [11]. По газогеохимическим, геофизическим морфологическим данным, выделена серия тектонических разломов в этой зоне, приуроченной к окраине шельфа (изобата 200 м). В колонках донных осадков, из этой зоны присутствуют карбонатные образования красно-коричневого цвета, слагающие агрегаты

**Таблица 6. Результаты микрозондового и атомно-абсорбционного анализов аутигенного карбоната со ст. 119 (%).**

| Атомно - абсорбционный анализ | Микрозондовый анализ |
|-------------------------------|----------------------|
| Fe-34.43                      | FeO-45.90            |
| Mn-0.38                       | MnO-0.26             |
| Ca-10.59                      | CaO-9.27             |
| Mg-2.33                       | MgO-3.45             |
| Cu-0.025                      |                      |
| Zn-0.047                      |                      |

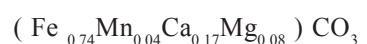
Примечание: атомно-абсорбционный и микрозондовый анализы были сделаны в ДВГИ, аналитик В.И. Сапин.

**Таблица 7. Результаты изотопного анализа**

| Номер п/п | Номер станции | Широта   | Долгота   | Уровень см | Возраст осадков  | δ <sup>18</sup> O ‰ SMOW | δ <sup>13</sup> C ‰ PDB |
|-----------|---------------|----------|-----------|------------|------------------|--------------------------|-------------------------|
| 1         | 82156         | 53 54,3  | 144 00,4  | 120        | Q <sub>III</sub> | +35.8                    | -5.4                    |
| 2         | 82156         |          |           | 120        | Q <sub>III</sub> | +35.8                    | -8.45                   |
| 3         | L27 1A        | 54 26,59 | 144 04,58 | 165        | Q <sub>IV</sub>  | +33.9                    | -32.7                   |
| 4         | L27 1A        | 54 26,59 | 144 04,58 | 165        | Q <sub>IV</sub>  | +33.9                    | -32.4                   |
| 5         | L 27 2-3      | 54 29,84 | 144 45,27 | 569        | Q <sub>III</sub> | +33.7                    | -14.4                   |
| 6         | L 27 1-2      | 54 34,56 | 144 28,36 | 476        | Q <sub>III</sub> | +29.7                    | -10.8                   |
| 7         | 9312          | 53 32,0  | 144 33,7  | 626-631    | Q <sub>IV</sub>  | +32.8                    | -12.5                   |
| 8         | 89228         | 54 26,5  | 144 04,6  | 110        | Q <sub>IV</sub>  | +36.0                    | -39.0                   |
| 9         | 89228         |          |           | 245        | Q <sub>IV</sub>  | +35.5                    | -40.2                   |
| 10        | 3161          | 54 00,9  | 146 15,7  | драга      | Q <sub>III</sub> | +35.3                    | -38.8                   |
| 11        | 3161          |          |           |            |                  | +35.5                    | -33.1                   |
| 12        | 3161          |          |           |            |                  | +34.5                    | -21.5                   |
| 13        | 3161          |          |           |            |                  | +34.5                    | -36.8                   |
| 14        | 3161          |          |           |            |                  | +33.3                    | -25.4                   |
| 15        | 3161          |          |           |            |                  | +33.6                    | -21.5                   |
| 16        | 3161          |          |           |            |                  | +33.8                    | -26.1                   |
| 17        | 3161          |          |           |            |                  | +34.3                    | -28.8                   |
| 18        | 3161          |          |           |            |                  | +34.2                    | -19.4                   |
| 19        | 3155          | 50 30,58 | 155 18,33 | драга      | Q <sub>IV</sub>  | +36.3                    | -28.7                   |
| 20        | 3155          |          |           |            |                  | +37.7                    | -41.5                   |
| 21        | 3155          |          |           |            |                  | +36.3                    | -42                     |
| 22        | 3155          |          |           |            |                  | +36.4                    | -33.2                   |
| 23        | 3155          |          |           |            |                  | +36.1                    | -33.2                   |
| 24        | 3155          |          |           |            |                  | +36.4                    | -50.1                   |
| 25        | 89102         | 39 17,2  | 128 07,1  | 165-180    | Q <sub>III</sub> | +34.2                    | -35.5                   |
| 26        | E 35          | 30 39,46 | 124 42,38 | 5-8        | Q <sub>III</sub> | +26.1                    | -1.2                    |
| 27        | E 29          | 29 41,21 | 126 14,27 | 325        | Q <sub>III</sub> | +29.5                    | 3.8                     |
| 28        | T-21          | 25 45,82 | 121 45. 3 | 200        | Q <sub>III</sub> | +30.7                    | -6.5                    |
| 29        | T-03B,        | 21 55,53 | 121 10,47 | 2-10       | Q <sub>III</sub> | +30.2                    | -11.6                   |
| 30        | 8785          | 15 55,7  | 108 30,8  | 30-60      | Q <sub>IV</sub>  | +24.2                    | -6.5                    |
| 31        | 8937          | 09 07,1  | 109 08,5  | 170-195    | Q <sub>III</sub> | +31.2                    | -26                     |
| 32        | 8935          | 09 19,8  | 108 56,6  | 40-50      | Q <sub>III</sub> | +29.9                    | -39.7                   |
| 33        | 119           | 08 56,6  | 108 52,6  | 35         | Q <sub>III</sub> | +29.6                    | -18.7                   |

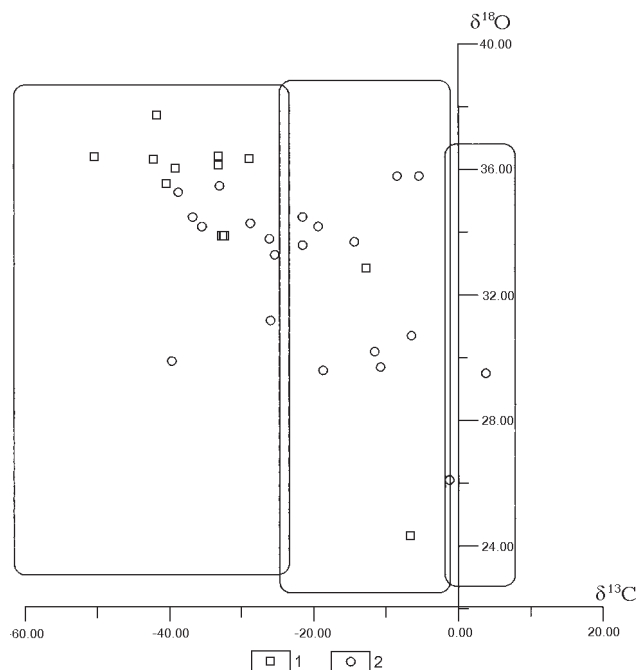
Примечание: аналитики С.А.Горбаренко (ТОИ ДВО РАН) и А.В.Игнатъев (ДВГИ ДВО РАН)

типа инкреций, имеющих цилиндрическую форму с полой серединой (ст. 118, 119, 121, 122). Размеры агрегатов от долей мм до 4,5 мм. В иммерсионном препарате отдельные зерна агрегата раскалываются на кристаллики-ромбы, характерные для карбонатных минералов, одноосные отрицательные, N<sub>e</sub>=1.565, N<sub>o</sub>=1.775. Комплекс анализов (рентгеноструктурный, атомно-абсорбционный, микрозондовый, термический, ИК-спектроскопия) позволили определить этот карбонат как сидеродот-сидерит с большим содержанием кальция. По данным микрозондового анализа (табл.6) была рассчитана формула минерала:



Для решения вопроса о происхождении аутигенных карбонатов из осадков окраинных морей северо-западной части Тихого океана определен изотопный состав кислорода и углерода описанных образцов (табл.7). По изотопному составу кислорода наблюдается разброс значений δ<sup>18</sup>O от +37.7‰ до +26.1‰ (SMOW), что, вероятно, связано с разной температурой их образования. Уменьшение значе-





**Рисунок.** Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  аутигенных карбонатов из осадков окраинных морей северо-западной части Тихого океана (см. табл.7)

1- аутигенные карбонаты из голоценовых осадков, 2 - аутигенные карбонаты из верхнеплейстоценовых осадков

ний  $\delta^{18}\text{O}$  наблюдается от холодного Охотского моря до тропического Южно-Китайского моря. Очень широкий диапазон значений имеет изотопный состав углерода. На основании этих данных выделяются три поля (рисунок):

Первое поле ограничено значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от -42‰ до 20‰ (PDB). Основным источником углерода у карбонатов с таким изотопным составом является микробальное окисление метана. Эти карбонаты обнаружены в зонах газовых аномалий и прослеживаются по всей осадочной толще, вне зависимости от возраста осадков. К ним относятся карбонаты из районов вп. Дерюгина, склона о.Парамушир, частично с северного склона о.Сахалин, Восточно-Корейского залива, вп. Западная Натуна.

Второе поле соответствует карбонатам с изотопным составом  $\delta^{13}\text{C}$  от -25‰ до -2‰. Их происхождение связано с углекислотой, образованной при диагенетическом разложении органического вещества в осадке. В исключительных случаях здесь может наблюдаться значительная примесь  $\text{CO}_2$ , поступающая на морское дно по глубинным разломам. Так, по данным японских ученых, изотопный состав углекислого газа, поступающего по глубинному разлому на дно трога Окинава (Восточно-Китайское море), варьирует от -4.8‰ до -5.0‰ [12]. Это, вероят-

но, имеет место и в районе Периферийного вала (Южно-Китайское море), где в придонной воде отмечены высокие содержания  $\text{CO}_2$  [11]. Обычно находки карбонатов с таким изотопным составом приурочены к верхнеплейстоценовым отложениям. Изредка их можно обнаружить в нижней части мощной (более 6 м) голоценовой толщи осадков (ст. 9312).

Третье поле образуют карбонаты с изотопным составом от -2 до +4‰. Источником углерода в этом случае являются растворенные скелеты морских организмов с изотопным составом от -2 до +2‰. Пересыщение растворенным карбонатом морских вод наблюдается на мелководье в закрытых заливах и бухтах тропических морей, где происходит образование бич-роков. Это подтверждает и утяжеление изотопного состава карбоната до +3.8‰. Согласно [8], при фотосинтезе водорослями извлекается  $^{12}\text{C}$ , и поэтому происходит обогащение растворенного карбоната изотопом  $^{13}\text{C}$ . Такой кальцит обнаружен в верхнеплейстоценовых отложениях Восточно-Китайского моря.

Таким образом, аутигенные карбонаты в осадках окраинных морей северо-западной части Тихого океана имеют различное происхождение, т.е. разный источник углерода. Это может быть окисленный метан, диагенетическая углекислота или растворенный органогенный кальцит. Образование сидерита, вероятнее всего, связано с прохождением через обогащенные железом осадки потоков углекислого газа и метана в зоне тектонических разломов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, грант 96-05-64382.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.И., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др. Подводная гидротермальная активность на северо-западном склоне о.Парамушир (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1984. N 6. С. 66-81.
2. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток, 1986. 140 с.
3. Астахова Н.В., Горбаренко С.А. Сравнительная характеристика карбонатных образований Охотского моря. М.: Изд-во ВИНТИ, 1988. 13 с.
4. Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н. Карбонатно-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 1990. N3. С. 37-42.
5. Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1996. N 4. С. 34-40
6. Бродская Н.Г., Рентгартен Н.В. Органогенная природа диагенетических образований типа "геннойши" // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С 312-322.
7. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др.

- Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // *Океанология*. 1987. Вып. 5. С. 795-800.
8. Карбонаты. Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. 329 с.
9. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Волков В.Г. Острова вьетнамского шельфа: рельеф, осадки, история развития. М.: Наука, 1993. 134 с.
10. Лейн А.Ю., Гальченко В.В., Покровский Б.Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море // *Геохимия*. 1989. N 10. С. 1396-1406.
11. Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 281. №5. С. 1206-1209.
12. Sakai H., Gamo T., Kim E.-S., Tsutsumi M., Tanaka T., Ishibashi J., Wakita H., Tamano M., Oomori T. // Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in mid-Okinawa trough backarc basin // *Science*. 1990. 248. № 4959. С 1093-1096.

Поступила в редакцию 1 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

*N.V.Astakhova, A.V.Sorochinskaya*

### **Authigenic carbonates in the Upper Pleistocene – Holocene deposits of marginal seas, northwest Pacific**

The paper presents data on authigenic carbonate distribution in the Holocene - Upper Pleistocene deposits of the Okhotsk, Japan, East China, Philippine and South China Seas. Description of the carbonates, chemical and isotope composition of the samples are given. The chemical analysis of the samples indicates that almost all authigenic carbonates are composed of calcite or magnesian calcite; and only in one case, of siderite. Isotope oxygen composition ranges from +37.7 to +26.1‰ (SMOW); it is, probably, connected with different temperatures of carbonate formation. A distinct geographic regularity is traced. A decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  values is observed from the cold Okhotsk Sea to the warm South China Sea. A very wide range of the isotope carbon composition, from -42 to +3.8‰, indicates different sources of carbonic acid required for these carbonates formation. As a basis for isotope carbon composition we can distinguish three sources of carbonic acid in the studied sediments: microbiological methane oxidation, organic matter destruction during sediment diagenesis and dissolved organogenic limestone. Thus, the formation of authigenic carbonates in sediments of the marginal seas of the Northwest Pacific is the result of: 1) sediment diagenesis, 2) methane oxidation in the zones of gas anomalies, 3) their precipitation from the supersaturated by carbonates sea shoal waters of the tropical sea lagoons.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ  $\delta^{18}\text{O}$  И  $\delta^{13}\text{C}$  КАРБОНАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2  
(ПРИМОРЬЕ)****В.И.Гвоздев, А.В.Игнатьев, В.В.Раткин, Н.Г.Уханева, Т.А.Веливецкая***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

В работе впервые обсуждаются результаты изучения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов из известняков, мраморов, скарнов, руд и пострудных прожилков на скарново-шеелит-сульфидном месторождении Восток-2. Установлено, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные для известняков (от 2.8 до 3.6‰ и от 23.1 до 23.8‰ соответственно), свидетельствуют об их морском генезисе. Близкие к ним значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (от 2.4 до 3.1‰ и от 22.0 до 24.1‰ соответственно) характеризуют мраморы, наблюдаемые в контакте массивов и штоков гранитоидов, и указывают на подчиненную роль гидротермального флюида в процессе контактового метаморфизма. Более значительные вариации изотопного состава этих элементов установлены для пород, измененных при процессе скарнирования. Так, мраморы в контакте со скарнами имеют значение  $\delta^{13}\text{C}$  от 1,9 до -0,5, а  $\delta^{18}\text{O}$  от 19.0 до 15‰, что может указывать на возрастающую роль глубинного гидротермального флюида в этот период. Кальциты, наблюдаемые среди скарновых и рудных минералов, а также кальциты из пострудных прожилков имеют значение  $\delta^{13}\text{C}$  от -0.5 до -13.0‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  от 17.0 до -3.0‰.

**ВВЕДЕНИЕ**

Крупнейшее в Приморском крае скарново-шеелит-сульфидное месторождение Восток-2 издавна привлекает исследователей разных специальностей. Геологическое строение и вопросы генезиса месторождения рассматривались в работах многих авторов [4, 7-11, 14] и др. С развитием методов изотопной геохимии появилась возможность с новых позиций охарактеризовать рудно-магматические системы месторождений и происходящие в них процессы. Подобные работы выполнялись ранее В.И.Киселевым с соавторами [5, 16] на боросиликатном и полиметаллических месторождениях Дальнегорского рудного района. Настоящая работа является первой попыткой по данным изотопных исследований  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов получить модельные представления о рудно-магматической системе скарново-шеелитового месторождения.

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ**

Месторождение Восток-2 расположено на севере Приморского края в Центральном Сихотэ-Алине. Согласно схеме тектонического и металлогенического районирования [12, 13] оно находится в северной части Самаркинского террейна (рис.1, врезка). В матрице террейна наблюдается чередование турбидитовых и алевро-аргиллитовых меланжевых (олистолиловых) толщ с радиолариями среднеюрского (мелового) возраста. Мощность отложений - первые тысячи метров. Конседиментационные включения генетически разнородных и разновозрастных образований представлены блоками, пластинами и обломками (от нескольких

сантиметров до нескольких километров) базальтов, часто перекрытых кремнями (верхний девон, нижняя пермь), известняков (карбон), кремней (триас), кремнисто-глинистых пород (нижняя юра) и др. (рис.1).

По последним данным [14] интрузивные породы месторождения Восток-2 сформировались в три возрастных периода. В первый период (128 млн лет) кристаллизовались преимущественно биотит-роговообманковые (иногда с пироксеном) диориты, монцодиориты, гранодиориты, слагающие, главным образом, Дальненский массив. Во второй период (111 млн лет) происходило внедрение биотитовых (иногда с роговой обманкой) гранодиоритов штока Центрального месторождения Восток-2, а в третий (98 млн лет) - биотитовых гранитов, порфирировидных гранитов и других пород, слагающих преимущественно Бисерный массив (см. рис.1).

В пределах месторождения выделено четыре этапа: 1 - контактового метаморфизма, 2 - скарновый, 3 - рудный, 4 - пострудный.

*В первый этап* вмещающие терригенные породы (алевролиты, сланцы, песчаники) в контакте с массивами и штоками гранитоидов были интенсивно ороговиковааны, а известняки преобразованы в мраморы. Последние на периферии контактового ореола представлены различными темно-серого и серого, а в контактовой зоне - белого цвета.

*Во второй (скарновый) этап* в контакте мраморов с алюмосиликатными породами (гранитами, роговиками) формировались зоны скарнов, которые судя по морфологическим особенностям (прожилки, зоны, пласто- и линзообразные тела), минеральному составу и химическому составу входящих в них минералов, име-

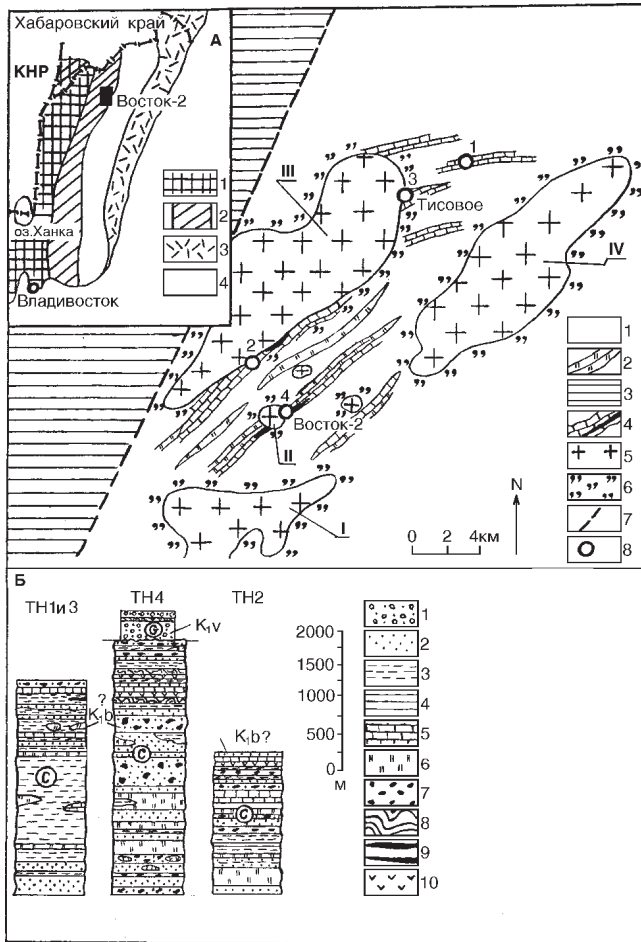


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Восток-2.

1 - турбидит-олистостромовая толща триасово-юрского возраста; 2 - кремни, иногда переслаивающиеся с базальтами триасового возраста; 3 - осадочные породы верхнепермского возраста; 4 - известняки, мраморы верхнепермского возраста и скарново-рудные тела; 5 - гранитоиды Дальненского комплекса (I - Дальненский массив, II - шток Центральный, III - Бисерный массив, IV - Каялинский массив); 6 - ороговикованные породы; 7 - разломы; 8 - точки наблюдения

На врезке А: 1 - Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 - Самаркинская призма (турбидит-олистостромовая); 3 - Прибрежный вулканогенный пояс; 4 - осадки турбидитового бассейна и прилегающих к нему островных дуг

На врезке Б: Литологические колонки мезозойских формаций в точках наблюдения по [8]: 1 - конгломераты; 2 - песчаники и туфопесчаники; 3 - алевролиты и туфоалевролиты; 4 - сланцы и филлиты; 5 - известняки; 6 - кремнистые породы; 7 - гидротектониты; 8 - турбидиты; 9 - базиты; 10 - андезиты и их туфы.

ют инфильтрационно-биметасоматическую природу. Следует отметить, что по минеральному составу, положению в разрезах, времени образования и рудоносности в районе и на месторождении наблюдается два типа скарнов: ранние безрудные и поздние рудные. Первые получили широкое распространение в обрамлении Би-

серного гранитоидного массива на рудопроявлении Тисовом. Особенностью этих скарнов является преобладание в их минеральном составе волластонита и граната (гроссуляра), а также отсутствие вольфрамовой и сульфидной минерализации. По комплексу геологических и минералогических признаков, а также по физико-химическим параметрам кристаллизации минералов эти скарны могли образоваться в ранний период скарнового этапа или в заключительный период этапа контактового метаморфизма. Второй тип скарнов распространен в контактовой зоне штока Центрального на месторождении Восток-2. По данным [11] в их минеральном составе преобладает пироксен, а гранат, волластонит, и др. минералы имеют подчиненное распространение. Особенностью этого типа скарнов является повсеместное присутствие в них вольфрамового и сульфидного оруденения непромышленных концентраций. Такие же закономерности в скарнообразовании отмечались [1] на Лермонтовском скарново-шеелитовом месторождении Приморского края. Более детально строение скарновых зон будет рассмотрено ниже при характеристике точек наблюдения.

В третий (рудный) этап в приконтактных участках гранитоидов по роговикам и зонам скарнов формировались рудные тела с промышленным вольфрамовым оруденением. Рудные тела месторождения представляют собой метасоматические залежи пласто-, линзо- или гнездообразной формы, сложенные минеральными ассоциациями грейзенов, кварцево-шеелитовых и сульфидных руд. Главный рудный минерал - шеелит, из сульфидов преобладают пирротин и халькопирит, подчиненное распространение имеют арсенипирит, сфалерит, висмутовые и др. минералы.

В пострудный этап гидротермальная деятельность на месторождении завершается появлением кварц-карбонатных и карбонатных (иногда с пиритом) прожилков, которые в пределах рудных тел пересекают все выше рассмотренные минеральные образования.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В районе месторождения Восток-2 изучены карбонатсодержащие породы в четырех точках наблюдения. Эти точки характеризуются разной степенью удаленности от интрузивного контакта (массива, штока) и разной степенью проявления в них скарнирования и шеелит-сульфидной минерализации (см. рис.1). Все изученные известняки и мраморы района относятся к вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенной формации татибинской свиты. Ее детальные разрезы, составленные А.Я. Гаазом в 1970 году, были в дальнейшем дополнены [8 и др.]. Мы же ограничимся демонстрацией горизонтов известняков в литологических колонках (см. рис. 1Б) по рассматриваемым точкам на-

блюдения (ТН), краткая характеристика образцов из которых приведена ниже, а результаты изотопных исследований - в таблице.

**Точка наблюдения 1** расположена на восточном фланге района рудопроявления Тисовое за пределами контактового ореола Бисерного массива гранитоидов. Коллекция образцов отобрана в одной из магистральных канав левобережья ручья Верблюжий. Карбонат-содержащие породы представлены плотными не перекристаллизованными известняками, среди которых по цвету можно выделить темно-серые, серые и светло-серые разновидности. При изучении изотопного состава известняков значимые вариации параметров  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  не установлены, хотя наблюдается тенденция к обеднению тяжелым изотопом углерода (от 3.6 до 2.8‰) в направлении от более темных к более светлым разновидностям пород. Следует отметить, что известняки здесь не скарнированы, хотя в отдельных участках горизонта имеют место зоны (до 1 м) повышенной трещиноватости, вдоль которых наблюдается осветление пород.

**Точка наблюдения 2** расположена на правобережье ручья Восток-2 в зоне контактового ореола юго-восточной части Бисерного массива гранитоидов. Отобраны и изучены образцы по трем условно выделенным зонам, которые характеризуются разной степенью перекристаллизации пород и удаленностью от интрузивного контакта. Первая зона расположена непосредственно в контакте с гранитоидами (менее 1.5 м от контакта) и сложена преимущественно мраморами белого цвета, имеющими "сахаровидный" облик и средне- крупнозернистое строение. В них нередко отмечаются линзы, прожилки и единичные кристаллы кальцита серого, темно-серого цвета размером до 1.5 - 2 см. Границы таких прожилков обусловлены границами переотложенных кристаллов кальцита. Эти метакристаллы кальцита имеют изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}=2.4\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O}=20.8\text{‰}$  и, судя по всему, являются сингенетичными с вмещающими их мраморами ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  2.4 и 22.0‰, соответственно). Вторая зона более удалена от интрузивного контакта (1.5 -3.0 м) и характеризуется менее перекристаллизованными породами. Здесь наряду с белыми мраморами широко распространены участки с полосчатым строением пород, которое обусловлено чередованием субпараллельных прослоев и зон белых и серых мраморов. Количество последних в отдельных случаях составляет более 40% от объема пород и имеет изотопный состав 2.4‰ и 23‰ по углероду и кислороду соответственно. В третьей, периферийной зоне контактового ореола преобладают темно-серые и серые мраморы со слабо выраженной первичной (?) слоистостью. Здесь часто встречаются черные полосы и пятна (до 2-3 мм) изометричной формы. По изотопному составу  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  3.1 и 24.0‰ соответственно мраморы этой зоны несколько отличаются от предыдущих и более близки к известнякам ТН-1. Резко отличаются по изотопному составу белые

крупнокристаллические кальциты, слагающие поздние секущие прожилки, которые наблюдаются во всех вышерассмотренных зонах. Их изотопный состав  $\delta^{13}\text{C} = -1,8\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 1,5\text{‰}$  может косвенно указывать на участие в их образовании гидротермального флюида.

**Точка наблюдения 3** расположена непосредственно в восточном контакте Бисерного массива гранитоидов, где в блоках и линзах карбонат-содержащих пород локализовано скарново-шеелит-сульфидное рудопроявление Тисовое. Вмещающие оруденение породы имеют такой же литологический состав, что и породы в ТН-1, но в отличие от последних являются интенсивно перекристаллизованными в мраморы, вторичные кварциты и роговики, по которым широко развиты зоны и прожилки скарнирования с наложенной шеелитовой минерализацией. Зарисовки наиболее типичных образцов показаны на рис. 2А, который демонстрирует, с одной стороны, зональное строение скарновых зон и прожилков, с другой - их инфильтрационно-биметасоматическую природу. Образцы рис. 2А характеризуют главным образом ранние безрудные скарны. Обобщая результаты наблюдения можно представить метасоматическую колонку пород в следующем виде: 1 - серые мраморы; 2 - белые мраморы; 3 - голубые, серые, или белые мраморы, кальцифиры, 4 - волластонитовый скарн; 5 - гранат (везувиан)-волластонитовый скарн; 6 - пироксеновый (или пироксен-гранатовый) скарн; 7 - пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода; 8 - амфибол-полевошпатовая околоскарновая порода; 9 - биотитовый роговик, гранит. При этом зоны 7 и 8 образуются исключительно по алюмосиликатным породам, а в зонах скарнов, образовавшихся по мраморам (зоны 4-6), часто встречаются гнезда и линзочки (до 5 см) переотложенных кальцитов. Следует также отметить, что на рудопроявлении Тисовом шеелитовая и сульфидная минерализация проявлены менее интенсивно, чем на месторождении Восток-2.

Для изотопных исследований отбирались образцы по возможности максимально удаленные от мест с шеелит-сульфидной минерализацией с целью более достоверно охарактеризовать вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , обусловленные процессом скарнообразования. Визуальное и микроскопическое изучение образцов позволило по степени перекристаллизованности и положению в разрезах метасоматических зон подразделить карбонатсодержащие породы на четыре группы. К первой группе отнесены серые, светло-серые мраморы, слагающие периферийные участки скарново-рудных зон и прожилков. В этих мраморах иногда встречаются линзовидные и прожилковидные выделения с более крупнозернистым строением (отдельные кристаллы до 0.5 см в поперечнике), которые по структурно-текстурным особенностям похожи на таковые, охарактеризованные в ТН-2. Во вторую группу входят белые мраморы, которые, по мере приближения к скарновым зонам, сменяют серые. В целом по структурно-

Таблица. Изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных пород месторождения Восток-2

| № п.п.                    | Образец      | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | Примечание                                                                        |
|---------------------------|--------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Точка наблюдения 1</i> |              |                           |                           |                                                                                   |
| 1                         | В-277-85-А   | 23.7                      | 3.6                       | Известняк темно-серый                                                             |
| 2                         | В-277-85-Б   | 23.1                      | 3.4                       | Известняк серый                                                                   |
| 3                         | В-277-85-В   | 23.5                      | 2.8                       | Известняк светло-серый                                                            |
| <i>Точка наблюдения 2</i> |              |                           |                           |                                                                                   |
| 4                         | В-288-1      | 21.7                      | 2.4                       | Мрамор белый, менее 1.5 м от контакта с гранитами                                 |
| 5                         | В-288-2      | 23.2                      | 2.4                       | Мрамор 40% белых полос, более 2 м от контакта с гранитами                         |
| 6                         | В-288-5      | 24.1                      | 3.1                       | Мрамор темно-серый, более 5 м от контакта с гранитами                             |
| 7                         | В-288-5      | 20.8                      | 2.4                       | Кальцит темно-серый, кристаллы от 0.5 до 1.5 см, перекристаллизованный            |
| 8                         | В-288-4      | 1.5                       | -1.8                      | Кальцит белый из секущих жил                                                      |
| <i>Точка наблюдения 3</i> |              |                           |                           |                                                                                   |
| 9                         | С-852-л-3    | 23.4                      | 3.3                       | Мрамор темно-, светло-серый, более 5 см от зоны скарнов                           |
| 10                        | С-843-Д-2    | 22.6                      | 3.4                       | Мрамор серый                                                                      |
| 11                        | С-843-Д-1    | 22.6                      | 3.4                       | Кальцит крупнокристаллический, перекристаллизованный, из линз                     |
| 12                        | С-854-Ц-3    | 21.3                      | 2.4                       | Мрамор белый, среднезернистый                                                     |
| 13                        | С-843-Е      | 19.7                      | 2.3                       | Мрамор белый, 1 см от зоны волластонитового скарна                                |
| 14                        | С-846-Б-2    | 20.7                      | 1.1                       | Мрамор голубой, около зоны ранних волластонитовых скарнов                         |
| 15                        | С-846-Б      | 18.4                      | 0.3                       | Мрамор голубой, контакт со скарном                                                |
| 16                        | С-848-А      | 15.7                      | 0.8                       | Мрамор белый, реликт среди пироксен-гранатовых скарнов                            |
| 17                        | С-853-Х      | 16.6                      | -2.6                      | Кальцит белый среди ранних пироксен-гранат-везувиан-волластонитовых скарнов       |
| 18                        | С-854-Ф      | 13.5                      | -2.9                      | Кальцит белый, перетолженный, среди пироксеновых скарнов                          |
| <i>Точка наблюдения 4</i> |              |                           |                           |                                                                                   |
| 19                        | М-640-12-2   | 22.6                      | 3.2                       | Мрамор темно-серый, фланг месторождения                                           |
| 20                        | 640-22-1-А   | 20.8                      | 2.9                       | Мрамор серый, центральная часть крупного блока в зоне скарнирования               |
| 21                        | 640-21-2     | 20.7                      | 2.9                       | То же                                                                             |
| 22                        | 560-23,5     | 23.6                      | 2.9                       | То же                                                                             |
| 23                        | 640-21-8     | 22.3                      | 2.3                       | Мраморы светло-серые, белые, слагают зоны между серыми мраморами и зонами скарнов |
| 24                        | М-560-24-ЛЕ  | 24.8                      | 2.3                       | То же                                                                             |
| 25                        | 560-22.5-7   | 25.0                      | 2.3                       | То же                                                                             |
| 26                        | М-560-24-ЛД  | 23.6                      | 2.5                       | То же                                                                             |
| 27                        | 640-22-1-Б   | 23.2                      | 2.3                       | То же                                                                             |
| 28                        | 560-22.5-7-1 | 24.8                      | 2.2                       | То же                                                                             |
| 29                        | М-560-73-Б   | 22.2                      | 2.2                       | То же                                                                             |
| 30                        | К-2          | 14.1                      | 1.1                       | Мрамор белый, "сахаровидный", примыкает к скарно-рудному телу                     |
| 31                        | М-560-25-13  | 18.8                      | 1.9                       | То же                                                                             |
| 32                        | М-560-72     | 16.5                      | 0.3                       | То же, 0.5 см от зоны скарнов                                                     |
| 33                        | 560-58       | 13.8                      | -0.7                      | Кальцит белый, контакт с зоной пироксен-волластонитового скарна                   |
| 34                        | 640-21-4     | 14.3                      | -0.5                      | То же                                                                             |
| 35                        | 3-7-В        | 14.1                      | -2.2                      | Кальцит белый, в волластонитовом скарне                                           |
| 36                        | К-3          | 10.8                      | -4.0                      | То же, в пироксеновом скарне                                                      |
| 37                        | К-5-1        | -3.0                      | -9.4                      | Кальцит из безрудного прожилка, фланг месторождения                               |
| 38                        | 82           | 16.5                      | -10.0                     | Кальцит из поздней зоны брекчирования                                             |
| 39                        | В-740-8      | 7.2                       | -8.5                      | Кальцит из кварц-арсенопиритовой жилы с шеелитом                                  |
| 40                        | В-720-22.5   | 8.0                       | -4.2                      | Кальцитовый прожилок в пироксеновом скарне                                        |
| 41                        | В-640-22.5   | 12.8                      | -13.0                     | Кальцит из пироксенового скарна                                                   |
| 42                        | РВ-4-К       | 11.5                      | -9.3                      | Кальцит из прожилка в кремнях                                                     |
| 43                        | РВ-18        | 0.7                       | -9.2                      | Кальцит из прожилка за пределами скарно-рудного тела                              |

**Примечание.** Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  приведены к стандартам SMOW и PDB соответственно. Анализы выполнены по методике [15], точность измерений величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  равна  $\pm 0.2\text{‰}$ .

текстурным особенностям первые две группы пород аналогичны группам, наблюдаемым в ТН-2. В третью группу включены голубые крупно- и среднезернистые мраморы, наблюдаемые в контакте с зонами волластонитовых скарнов. К четвертой группе отнесены новообразованные кальциты, в которых при микроскопическом изучении устанавливаются взаимоотношения зерен, присущие гидротермальным образованиям. Они наблюдаются в виде гнезд и зон среди волластонитовых, пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов или по границам скарновых зон разного минерального состава.

При изучении изотопного состава было установлено, что вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  для первой группы пород (серых мраморов) незначительны (от 23.4 до 22.6‰ и от 3.3 до 3.4‰, соответственно) и близки к значениям, полученным для известняков ТН-1 и мраморов из периферийной зоны контактового метаморфизма ТН-2. Перекристаллизованные, более крупнокристаллические разновидности мраморов, наблюдаемые среди этой группы пород в виде линз и прожилков, имеют такой же изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , как и вмещающие их породы. Это может указывать на сингенетичность происхождения таких образований с вмещающими породами. Полученные результаты косвенно подтверждают теоретические представления о формировании контактово-

таморфизованных пород за счет температурного воздействия при резко подчиненном участии гидротермальных флюидов.

Несколько отличаются от предыдущих результаты, полученные для белых мраморов второй группы пород. Здесь  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  изменяются в пределах от 21.3 до 19.7‰ и от 2.4 до 2.3‰ соответственно и очень близки к таковым для контактово-метаморфизованных пород ТН-2. Более значительные вариации в изотопном составе отмечаются для третьей группы карбонатсодержащих пород, измененных процессом скарнирования. Так, голубые мраморы, которые наблюдались исключительно в контакте со скарновыми зонами, имеют вариации по кислороду от 20.6 до 18.4‰, а по углероду от 1.1 до 0.3‰, причем карбонаты с более легким изотопным составом кислорода и углерода отмечаются для участков, непосредственно примыкающих к волластонитовым скарнам. Еще более значительные вариации по кислороду и углероду характерны для пород четвертой группы. Здесь переотложенные кальциты из пироксен-гранат-везувиан-волластонитовых скарнов имеют  $\delta^{18}\text{O}=16.6‰$ , и  $\delta^{13}\text{C}=-2.6‰$ , а из волластонитовых скарнов - 13.5‰ и -2.9‰, соответственно. Такие же закономерности в вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  для карбонатных пород, контактирующих со скарнами, были ус-

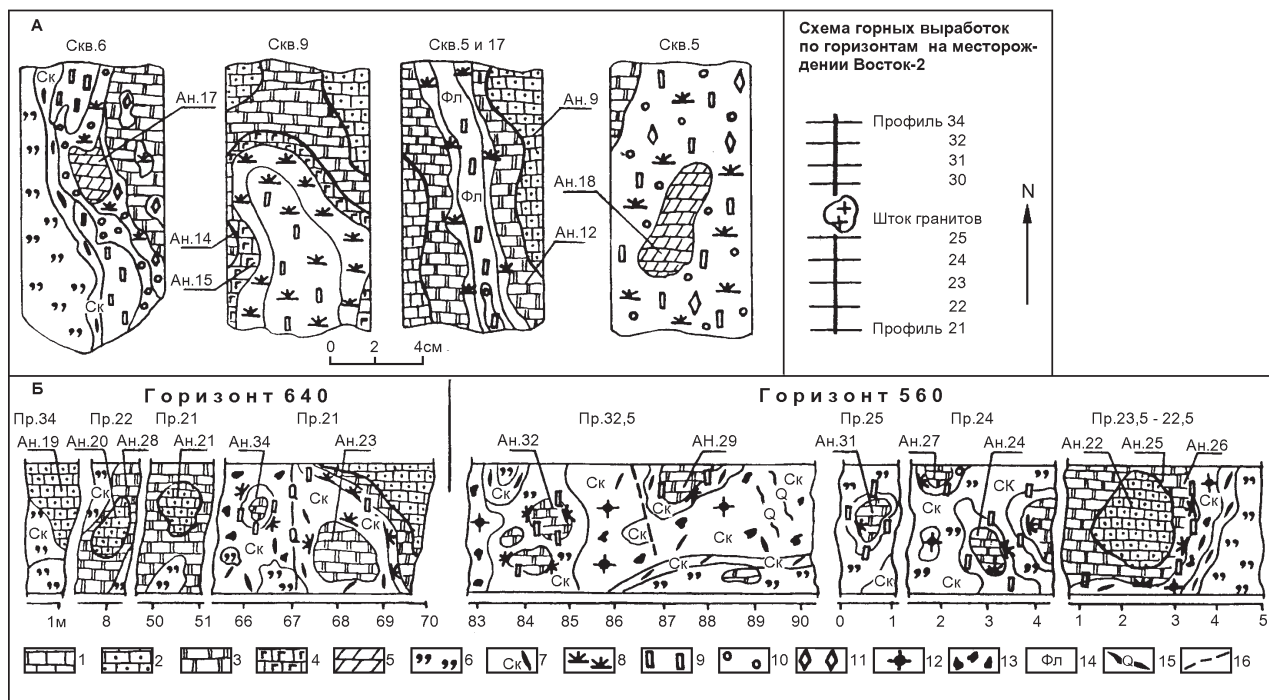


Рис.2. Фрагменты строения скарновых и рудных зон по скважинам рудопроявления Тисового (А) и горным выработкам месторождения Восток-2 (Б).

1 - известняки; 2 - мраморы темно-серые и серые; 3 - мраморы светло-серые и белые; 4 - мраморы голубые; 5 - кальциты переотложенные; 6 - роговики; 7 - скарнированные роговики; 8 - волластонит, волластонитовые скарны; 9 - пироксен, пироксеновые скарны; 10 - гранат; 11 - везувиан; 12 - шеелит, кварцево-шеелитовые руды; 13 - сульфиды, сульфидные руды; 14 - флюорит; 15 - кварц-кальцитовые жилы; 16 - тектонические нарушения

тановлены на боросиликатном и скарново-полиметаллических месторождениях Дальнегорского рудного района (Приморский край) [5,16].

**Точка наблюдения 4** характеризует рудное поле скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2. На разных горизонтах месторождения изучались карбонатсодержащие породы (см. рис.2Б), которые встречаются преимущественно по периферии или за пределами скарново-рудных тел. Здесь, как и на рудопроявлении Тисовом, отчетливо прослеживается зональность в отложении минеральных ассоциаций: мрамор - волластонитовый экзокскарн - пироксеновый или пироксен-гранатовый экзокскарн - пироксен- или амфибол-полевошпатовые околарудные породы (эндоскарны). Для карбонатных пород можно выделить такие же четыре основные группы. В первую группу включены темно-серые, серые, крупно- и среднезернистые мраморы, наблюдаемые за пределами скарново-рудных тел, изотопный состав которых  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  соответственно равен 22.6 ‰ и 3.2 ‰. Похожие по цвету и структурно-текстурным особенностям мраморы также наблюдаются в центральных частях крупных (более 0.5 м в поперечнике) блоков и линз, локализованных среди ороговикованных или скарнированных пород на периферии скарново-рудных тел (см. рис.2Б). По изотопному составу эти породы близки к предыдущим со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  изменяющимися в диапазоне от 20.7 до 23.6 ‰ и  $\delta^{13}\text{C}$  от 2.9 до 3.0 ‰.

Ко второй группе отнесены светло-серые, белые мраморы, которые в рассмотренных выше блоках и линзах слагают внешние зоны, примыкающие непосредственно к биотитовым роговикам или зонам скарнирования. Эти породы несколько обогащены легким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от 2.1 до 2.5‰) при вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  (от 22.1 до 24.5‰) в том же диапазоне, что и для пород первой группы. Данные изотопных анализов пород первой и второй групп могут характеризовать изменения, связанные с процессами контактового метаморфизма, а по своим значениям они близки к результатам, полученным для аналогичных пород ТН-2 и ТН-3.

В третью группу включены белые средне- и мелкозернистые мраморы, обычно “сахаровидного” облика, которые непосредственно примыкают к скарновым зонам пироксенового или пироксен-волластонитового состава. По изотопному составу эти породы резко отличаются от пород, рассмотренных выше. Так,  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в диапазоне от 14.1 до 18.8‰, а  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.3 до 1.9 ‰. Следует отметить, что мощность зон мраморов с таким изотопным составом не превышает первые сантиметры и при визуальных наблюдениях редко однозначно документируется.

К четвертой группе отнесены перетолженные кальциты, которые наблюдаются как в виде вкрапленников, гнезд среди скарновых зон, так и в виде линзочек и зонков до 0.5 см вдоль контакта зон скарнов с мраморами

“сахаровидного” облика. Изотопный состав этих карбонатов изменяется в пределах от -0.5 до -4.0 ‰ по углероду и от 10.8 до 14.3‰ по кислороду.

Кроме этого, на месторождении изучался изотопный состав карбонатных, кварц-карбонатных и кварц-карбонат-сульфидных прожилков и зон. Для них типичен широкий диапазон вариаций значений как по углероду ( $\delta^{13}\text{C}$  от -1.8 до -13.0‰), так и по кислороду ( $\delta^{18}\text{O}$  от -3.0 до 16.5‰).

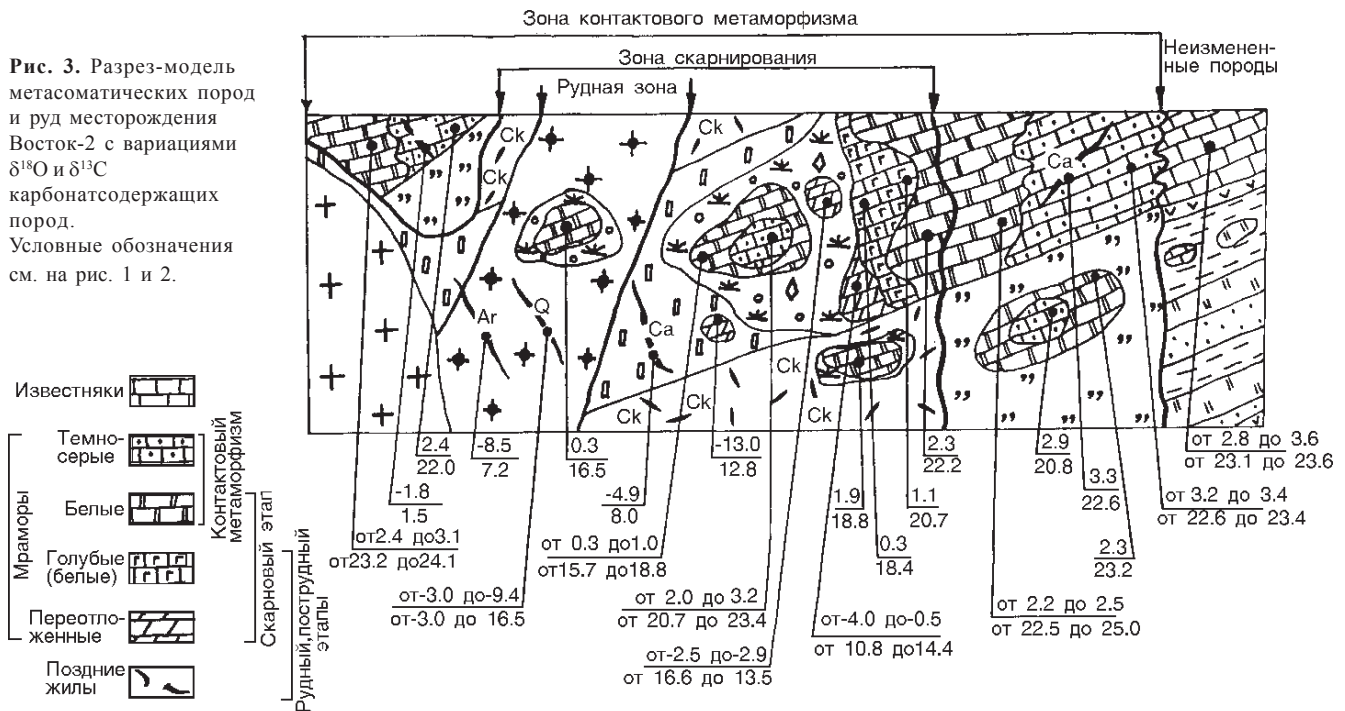
Результаты исследований по всем точкам наблюдения обобщены и показаны на разрез-модели метасоматических пород месторождения (рис.3), при составлении которой особое внимание было уделено типам карбонатсодержащих пород и жил, а также их степени изменения и принадлежности к определенному этапу формирования рудно-магматической системы. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в процессе эволюции рудно-магматической системы во времени более наглядно отражает рис. 4.

Сопоставляя полученные результаты с литературными данными, можно утверждать, что известняки, расположенные вне ореола контактового метаморфизма, имеют значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (от 2.8 до 3.6‰ и от 23.1 до 23.6‰ соответственно), указывающие на их морской генезис (область значений I на рис. 4). Незначительные вариации параметров вероятнее всего могут быть обусловлены процессами диагенеза и катагенеза. В контактовом ореоле гранитоидов как массива, так и штока можно выделить два типа мраморов: 1 - темно-серые и серые во внешних зонах; 2 - светло-серые, белые во внутренних зонах. Для первых, если они находятся за пределами скарново-рудных зон, вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (от 22.6 до 23.4‰ и от 3.2 до 3.4‰ соответственно) близки к таковым, полученным для известняков. Если же мраморы этой группы расположены в периферийных участках скарново-рудных тел, то они часто незначительно обогащены легкими изотопами кислорода и углерода ( $\delta^{18}\text{O}$  до 20.7‰,  $\delta^{13}\text{C}$  до 2.0‰). Для светлых разностей мраморов второй группы изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется в диапазоне от 22.5 до 25.0‰ и от 2.2 до 3.1‰ соответственно. Интервалы полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  для выделенных типов пород перекрываются (область значений II на рис. 4), но в каждом конкретном случае они различны. Такие особенности в вариациях изотопного состава пород могут быть объяснены неодинаковой степенью прогрева рудно-магматической системы в разных точках. В целом же контактово-метаморфизованные породы месторождения ограничиваются областью значений от 25.0 до 19.5‰ по  $\delta^{18}\text{O}$  и от 3.5 до 2.0‰ по  $\delta^{13}\text{C}$ .

В скарновый этап минерализации происходит дальнейшее и более значительное обогащение карбонатсодержащих пород легкими изотопами кислорода и углерода. Среди пород, измененных процессами скарнообразования, можно выделить следующие группы: 1 - голубые мраморы, ассоциирующие с зонами ранних безрудных скар-



Рис. 3. Разрез-модель метасоматических пород и руд месторождения Восток-2 с вариациями  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатсодержащих пород. Условные обозначения см. на рис. 1 и 2.



нов; 2 - белые мраморы “сахаровидного” облика, ассоциирующие с зонами поздних рудных скарнов; 3 - переотложенные кальциты в скарновых зонах разного минерального состава и разных типов.

Из рисунков 3 и 4 следует, что первые две группы пород характеризуются близким изотопным составом  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  с вариациями от 20.7 до 15.7‰ и от 1.1 до 0.3‰ соответственно, косвенно указывая на идентичность физико-химических параметров процессов скарнообразования независимо от степени их рудоносности. При этом, в каждом конкретном случае (одна зона или образец) отмечается закономерное обогащение пород легкими изотопами кислорода и углерода в направлении приближения к скарновой зоне. Третья группа (переотложенных кальцитов) имеет еще более значительные вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (от 16,6 до 10,8‰ и от -0,5 до -4,0‰ соответственно). Интересно отметить, что по углероду нижняя граница существования пород со структурно-текстурными признаками мраморов соответствует нулевым значениям (область III-A на рис. 4). При  $\delta^{13}\text{C}$  менее -0,5‰ карбонатные образования имеют структурно-текстурные признаки, присущие породам гидротермального происхождения (область III-B). Такая закономерность дает возможность предположить, что в начальные периоды скарнового этапа под воздействием высокотемпературного скарнирующего флюида преобразование пород и минералов происходило, главным образом, за счет температуры, по мере снижения которой к заключительному периоду увеличивалась роль воды глубинного флюида. Эти выводы хорошо согласуются с теоретическими и эксперимен-

тальными исследованиями [2, 3, 6], показавшими, что в скарновом процессе сначала кристаллизуются безводные силикаты (пироксены, гранаты и др.), а затем -водосодержащие (амфиболы, слюды и др.).

Особый интерес на месторождении представляют кварцево-карбонатные прожилки, которые имеют широкий диапазон вариаций по кислороду от 16,5 до -3,0‰ и по углероду от -1,8 до -13,0‰. Ограниченность аналитического материала не позволяет детально выделить области значений для прожилков разного минерального состава, хотя по аналогии с другими месторождениями общие закономерности их формирования устанавливаются однозначно. Так, ранние прожилки имеют вариации  $\delta^{18}\text{O}$  от -3,0 до 1,5‰ и  $\delta^{13}\text{C}$  от -9,3‰, что может указывать на участие морских или пресных вод в их формировании при разной степени обогащенности флюидов глубинным углеродом. Карбонаты из кварц-арсенопиритового прожилка в кремнистых породах и из кальцитового прожилка в скарнах имеют близкие значения по  $\delta^{18}\text{O}$  (от 7,0 до 8,0‰) при более значительных вариациях по  $\delta^{13}\text{C}$  (от -4,0 до -9,0‰, поле IV на рис. 4). Несколько иной изотопный состав имеют карбонатные образования, которые по геологической документации являются самыми поздними (поле значений V). К их числу относятся кварцево-карбонатные прожилки и зоны (до 0,5 м), секущие все более ранние минеральные ассоциации скарнов и руд и имеющие  $\delta^{18}\text{O}$  от 11,0 до 16,5‰ и  $\delta^{13}\text{C}$  от -9,0 до -13,0‰. Такое обогащение тяжелым изотопом кислорода поздних карбонатов большинство авторов связывает с резким понижением температуры минералообразования в заключительный период существования рудно-магматической системы.

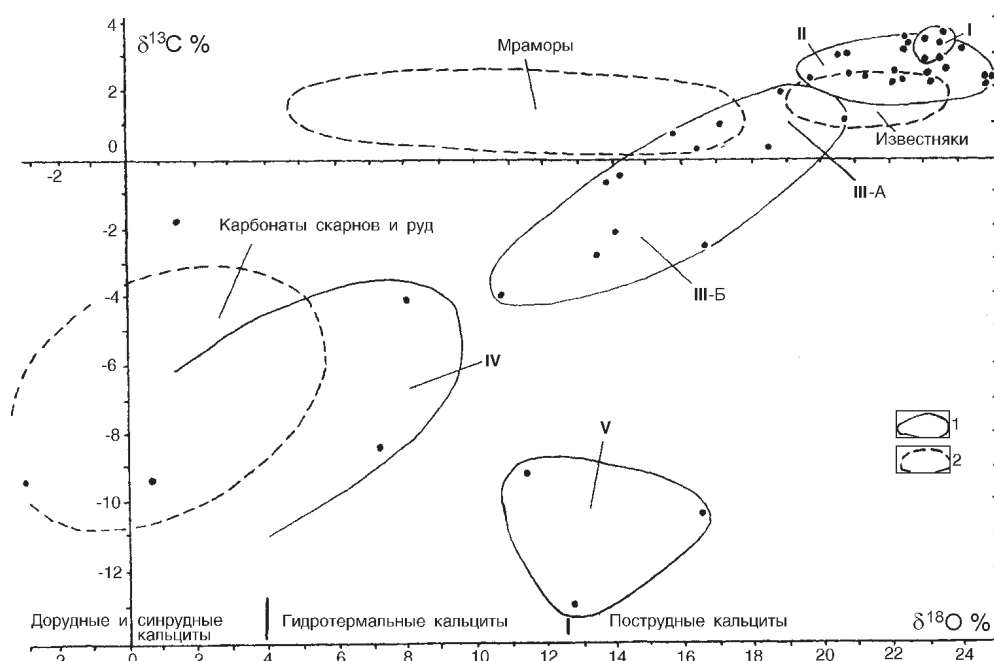


Рис. 4. Изотопный состав карбонатсодержащих пород месторождения Восток-2.

1 - области значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  пород месторождения Восток-2: I-известняки; II-контактово-метаморфизованные породы; III-A - мраморы в контакте со скарновыми зонами; III-B - переотложенные карбонаты среди скарновых зон; IV - кальциты из рудных и синрудных прожилков; V-кальциты из пострудных прожилков

2. Области значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  пород боросиликатного и полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволяют сделать ряд выводов.

1. Неизмененные известняки имеют изотопный состав кислорода и углерода, указывающий на их формирование в морском бассейне.

2. Для ранних карбонатных прожилков характерны значения  $\delta^{18}\text{O}$  близкие к  $0.0 \pm 3.0\text{‰}$ , которые могут указывать на участие в их формировании морской или пресной воды открытых бассейнов при разной степени притока глубинного углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-1.8$  до  $-9.5\text{‰}$ ).

3. Контактово-метаморфические образования имеют узкую область значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , которая обусловлена, главным образом, температурным воздействием на породы в условиях относительно закрытой рудно-магматической системы на раннем этапе ее существования.

4. Более широкий диапазон вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $19.0$  до  $10.0\text{‰}$ ) и  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $2.0$  до  $-4.0\text{‰}$ ) характеризует породы скарнового этапа. Причем на изучаемом месторождении по углероду достоверно устанавливается нижняя граница около  $0.0\text{‰}$  для пород, имеющих структурно-текстурные признаки мраморов. Отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуют породы гидротермального происхождения.

5. Карбонаты рудных и пострудных прожилков кристаллизовались из глубинных гидротермальных флюидов и, судя по изотопному составу, первые - при более высоких температурах, чем последние.

Работа выполнена по гранту РФФИ № 96-05-64440.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шелитового месторождения. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: 1984.
2. Жариков В.А., Аксюк А.М., Зарайский Г.П. Физико-химические условия скарнообразования // Генезис рудных месторождений: (Международный VI симпозиум). Тбилиси, 1982. С.205-208.
3. Зарайский Г.П., Жариков В.А. и др. Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования. М.: Наука, 1986. 232 с.
4. Иванова В.Л. Петрология гранитоидов месторождения Восток-2. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975.
5. Киселев В.И., Игнатъев А.В. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов некоторых гидротермальных месторождений Дальнего Востока // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С.178-189.
6. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С.335-456.
7. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1971. 380 с.
8. Левашев Г.Б., Изосов Л.А. и др. Вольфрамносные пояса Сихотэ-Алиня (рудные формации, геодинамика, методы прогнозирования): Препринт. Владивосток, 1990. 72 с.
9. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе

- флюидной фазы редкометалльных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии //Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С.99-103.
10. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука. 1982. 261 с.
  11. Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С.178.
  12. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препринт. Владивосток, 1988. 56 с.
  13. Ханчук А.И., Раткин В.В. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: (Очерк). Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
  14. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н. и др. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований.// Тихоокеан. геология. 1996. №2. С. 17-28.
  15. Ignatiev A.V., Borovik L.V. Automated equipment for determining C, N, O, S isotopic composition and techniques of sample preparation// Isotopes in Nature. Fifth Working Meeting. Proceedings, Part 2. Leipzig, Germany. 1990, PP.853-862.
  16. Kiselev V.K., Ignatiev A.V., Nosenko N.A. Geochemistry of carbon, oxygen, sulphur isotopes in skarn deposits of Dalnegorsk ore field, south Pymorye, USSR// Isotopes in Nature. Fifth Working Meeting. Proceedings, Part 1. Leipzig, Germany. 1990. P. 333-342.

Поступила в редакцию 18 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

*V.I.Gvozdev, A.V.Ignatiev, V.V.Ratkin, T.A.Velivetskaya, N.G.Ukhaneva*

### **$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope composition of carbonates in Vostok-2 deposit (Primorie)**

For the first time the authors discuss the results of study of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in carbonates from limestones, marbles, skarns, ores, and post-ore veinlets in the skarn-scheelite -sulfide deposit Vostok-2 in Primorie. It has been established that the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values obtained for limestones (from 2.8 to 3.6‰ and from 21.1 to 23.8‰, respectively) testify to their sea genesis. Close values of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  (from 2.4 to 3.1‰ and from 22.0 to 24.1‰, respectively) are characteristic of marbles found in the contact of granitoid masses and stocks and indicate a subordinate role of hydrothermal fluid in the process of contact metamorphism. More significant variations of isotopic composition of these elements have been established for the rocks altered through skarnization process. For example, marbles in the contact with skarns show  $\delta^{13}\text{C}$  from 1.9 to -0.5‰ and  $\delta^{18}\text{O}$  from 19.0 to 15.0‰, which may indicate an increasing role of the deep hydrothermal fluid at that time. Calcites found among skarns and ore minerals and calcites from post-ore veinlets have  $\delta^{13}\text{C}$  from -0.5 to -13.0‰ and  $\delta^{18}\text{O}$  from 17.0 to -3.0‰.

**АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ЦЕМЕНТА РАННЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО  
(ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

*А.В.Можеровский, Е.П.Терехов*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

Аутигенные минералы цемента являются хорошими индикаторами среды осадконакопления и процессов преобразования осадков от начала их захоронения до глубинных степеней метаморфизма. В окраинных морях они пока не исследованы, и их изучение может значительно дополнить знание истории седиментации и некоторые, более общие вопросы геологического развития Япономорского региона.

**МАТЕРИАЛ**

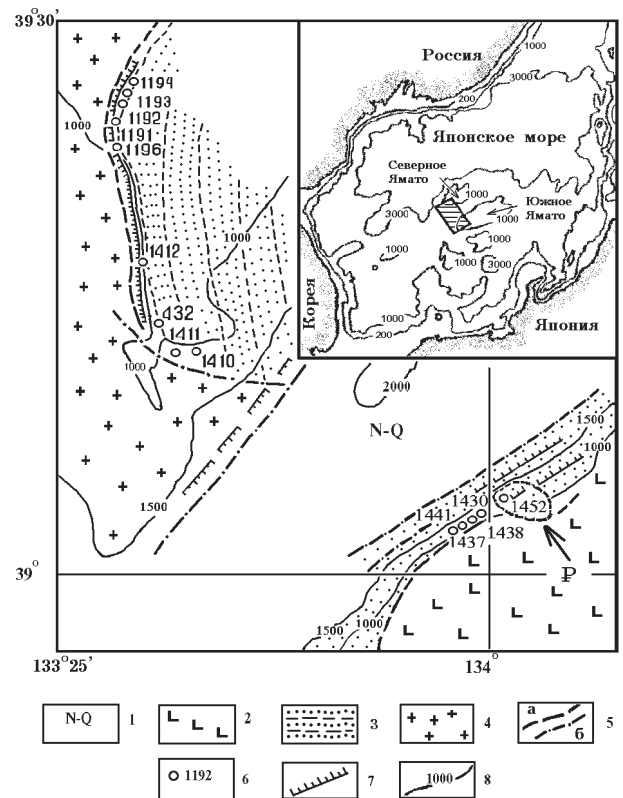
Исследованы раннемеловые песчаники, алевролиты и алевроаргиллиты Северного и Южного хребтов подводной возвышенности Ямато\* и палеоценовые конгломераты, песчаники и алевроаргиллиты Южного Ямато (рис. 1), поднятые на глубинах моря 660-900, 700-1470 и 1150-1230 м [2]. Изучались также образцы песчаников, алевролитов и алевроаргиллитов предположительно раннемелового возраста (ст. 1441), которые за несколько лет хранения покрылись “пухом” минералов высаливания\*\*. Этот район особенно интересен благодаря находке корренситоподобных минералов [9], которые встречаются как в соленосных, так и в эпигенетически измененных кластогенных толщах [6].

**МЕТОДЫ**

Для изучения минерального состава использован главным образом рентгеноструктурный анализ. Вспомогательными были электронная просвечивающая микроскопия, электронография, термография, химический и спектральный анализы, мессбауэровская спектроскопия. Фазовый состав аутигенных минералов в породах определялся в валовых пробах и во фракции <1 мкм. Пробы анализировались в воздушно-сухом состоянии, при насыщении этиленгликолем и прокаливании при 550°C в течение 3-х часов. Для определения состава солей, сорбированных из морской воды, породы, дробленные до размерности 0,25 мм, заливались горячей дистиллированной водой, отстаивались в течение двух суток, затем вода сливалась и выпаривалась, а сухой остаток анализировался.

\* Далее по тексту Южное и Северное Ямато

\*\*Некоторые образцы были буквально разрушены вследствие роста кристаллов изнутри



**Рис. 1.** Геологическая схема района работ и местоположение корренситосодержащих пород.

1 - морские неоген-четвертичные отложения; 2 - кайнозойские вулканогенные породы (базальты, андезиты и их туфы); 3 - раннемеловые отложения; 4 - позднепалеоценовые породы (граниты, диориты и гнейсы); 5 - геологические границы: а - предполагаемые, б - установленные; 6 - станции драгирования; 7 - тектонические нарушения; 8 - изобаты (м); (Р) палеоценовые отложения

### ХАРАКТЕРИСТИКА АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

В раннемеловых песчаниках и алевроаргиллитах *Северного Ямато* установлены: каолинит, гидрослюда, хлорит, дефектный хлорит, диоктаэдрические смешанослойные образования типа гидрослюда-сметит\*, кальцит и кварц.

На *Южном Ямато* выявлены смешанослойные триоктаэдрические минералы типа хлорит-сапонит (корренситоподобные минералы - КПМ\*\*), с различными “мотивами” переслаивания и различными соотношениями переслаивающихся пакетов, дефектный хлорит, гидрослюда-сметит, гидрослюда, каолинит, кальцит, кварц, анальцит, цеолиты группы гейландита (гмелинит, клиноптилолит), ломонтит, анкерит, барит и эпсомит.

В палеоценовых песчаниках и алевроаргиллитах *Южного Ямато* аутигенные минералы представлены корренситами и родственными ему КПМ, гидрослюдой-сметитом, гидрослюдой, хлоритом, кальцитом, кварцем, анальцитом, гмелинитом и баритом.

*Каолинит* (рис. 2а) является цементом раннемеловых крупно- и среднезернистых песчаников Северного Ямато. На Южном Ямато он встречается реже. Цемент поровый, участками базальный. В большинстве образцов каолинит выполняет поры целиком. В случае частичного заполнения пустоты, оставшиеся в каолините, выполнены крустификационным кварцем (рис. 3). В виде примеси каолинит установлен в единичных образцах палеоценовых алевроаргиллитов. Он характеризуется 0.716 и 0.357 nm рефлексам в воздушно-сухом и насыщенном этиленгликолем состояниях, а при прокаливании до 550°C в течение трех часов он полностью разрушается. На термограммах видны температурные эффекты (эндотермический в 600°C и экзотермический в районе 900°C), характерные для “зрелого”, хорошо окристаллизованного каолинита.

*Хлорит* обнаружен в раннемеловых песчаниках Северного Ямато и палеоценовых Южного. Он характеризуется 1.44, 0.72, 0.352 nm рефлексам и его дифракционная картина остается неизменной (рис. 4а).

*Дефектный хлорит* встречается только в крупнозернистых песчаниках Северного Ямато и одном образце песчаника Южного Ямато совместно с ломонтитом. Он имеет картину, аналогичную хлориту (рис. 4б), но при насыщении рефлекс в 1.44 nm смещается до 1.47 nm, а при прокаливании “сжимается” до 1.0 nm с пологом “хвостом” в сторону малых углов.

*Гидрослюда* присутствует во всех типах пород Южного Ямато, но практически отсутствует на Северном Ямато. Она диагностируется по 1.0 и 0.5 nm

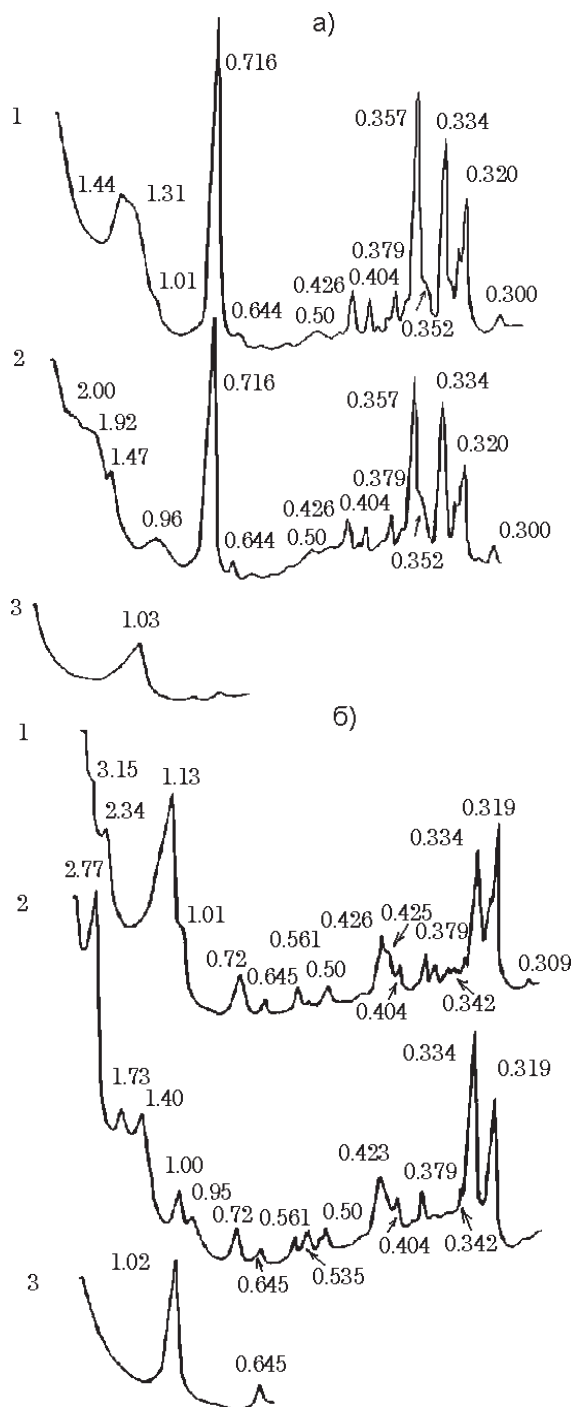


Рис. 2. Дифрактограммы слоистых силикатов в нижнемеловых осадочных породах Северного Ямато.

1 - воздушно-сухой препарат, 2 - насыщенный этиленгликолем, 3 - прокаленный при 550°C.: а) каолинит, иллит-сметит, дефектный хлорит, иллит, кварц и плагиоклаз; б) иллит-сметит, кварц и плагиоклаз. Отражения даны в nm.

рефлексам, существенно не меняющим своего положения при обработке. В просвечивающем электронном микроскопе она имеет таблитчатую (рис. 5) удлиненную форму, с просветами и сколами по краям, присутствующими для аутигенных гидрослюдов.

\* Далее - гидрослюда-сметит

\*\* Далее - КПМ

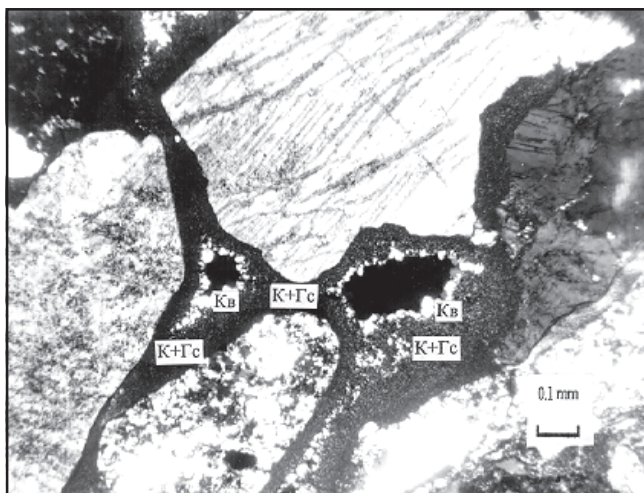


Рис. 3. Поры в хорошо сортированном раннемеловом песчанике Северного Ямато выполненные каолинитом в ассоциации с гидрослюдай (К+Гс) и кварцем (Кв). Обр. 1192-3 г, николи скрещены.

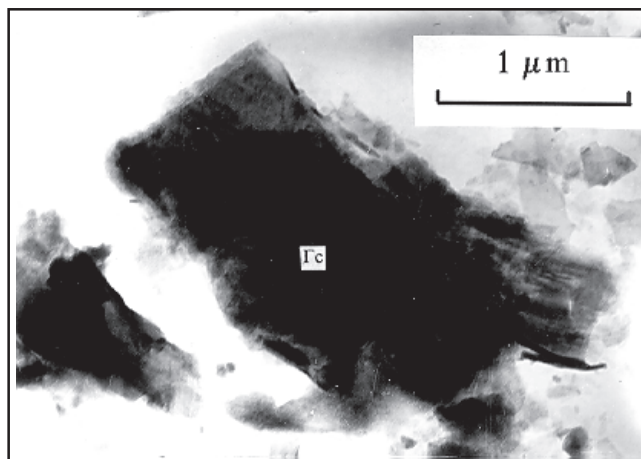


Рис. 5. Электронно-микроскопический снимок обр. 1192. Нижний мел Северного Ямато, изометрично-пластинчатая частица гидрослюда (Гс).

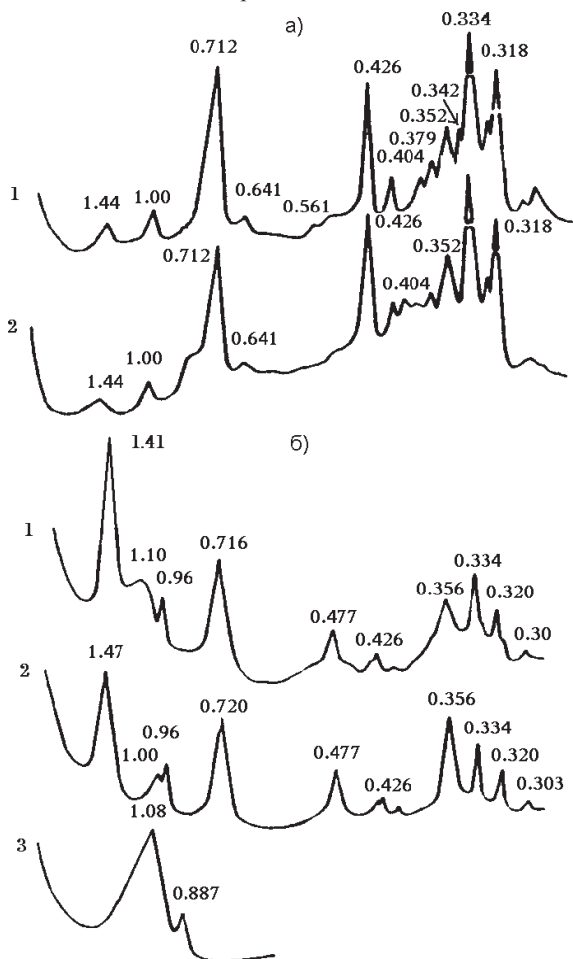


Рис. 4. Дифрактограммы слоистых силикатов в нижнемеловых осадочных породах Северного Ямато.

1 -3 - см. рис.2. а) хлорит, иллит, кварц и плагиоклаз; б) дефектный хлорит, иллит-сметит, ломонтит, кварц и плагиоклаз. Отражения даны в nm.

Сметит присутствует в виде незначительной примеси в песчаниках (ассоциация каолинит - гидрослюда-сметит), алевролитах (хлорит - гидрослюда-сметит) Северного Ямато и песчаниках (гидрослюда - гидрослюда-сметит - анальцит) Южного Ямато.

Гидрослюда-сметит распространена во всех типах пород как Северного, так и Южного Ямато, но распознается с трудом из-за поликомпонентности смесей. Поэтому условно выделены высокоупорядоченные и низкоупорядоченные (вероятно деградированные) структуры.

Высокоупорядоченные разности этой группы минералов в воздушно-сухом состоянии имеют 2.34 и 1.14 nm рефлексы в малоугловой области (см.рис. 2б), при насыщении этиленгликолем первый рефлекс передвигается в малоугловую область до 2.76 nm, а рефлекс 1.14 nm распадается на два: один в 1.73, другой в 1.38 nm. При прокаливании в малоугловой области остается только рефлекс в 1.02 nm. Согласно моделям, предложенным [3], возможны два варианта.

В первом случае образец может представлять собой смешанослойное образование с чередующимися 1.0 и 1.778 nm слоями с максимально возможной степенью порядка при  $S^*=2$  и  $W_{и} > 0.67$ , в котором чередование слоев можно охарактеризовать как полностью неупорядоченное распределение "троек" слоев ААВ со слоями А.

Второй вариант подразумевает механическую смесь ректорита и смешанослойного образования иллит-сметит, где пакеты представлены  $W_{и} : W_{с} = 50:50$  при  $P_{сс}=0$  и  $S=1$ , и  $W_{и} : W_{с} = 50:50$  при  $P_{сс}=0.5$  и  $S=1$  соответ-

\* Здесь и далее по тексту S - степень упорядоченности (изменяется от 0 до 2); W - процентное содержание минерала в смеси; P - вероятность встречи одинаковых слоев; и - иллит; с - сметит; х - хлорит.

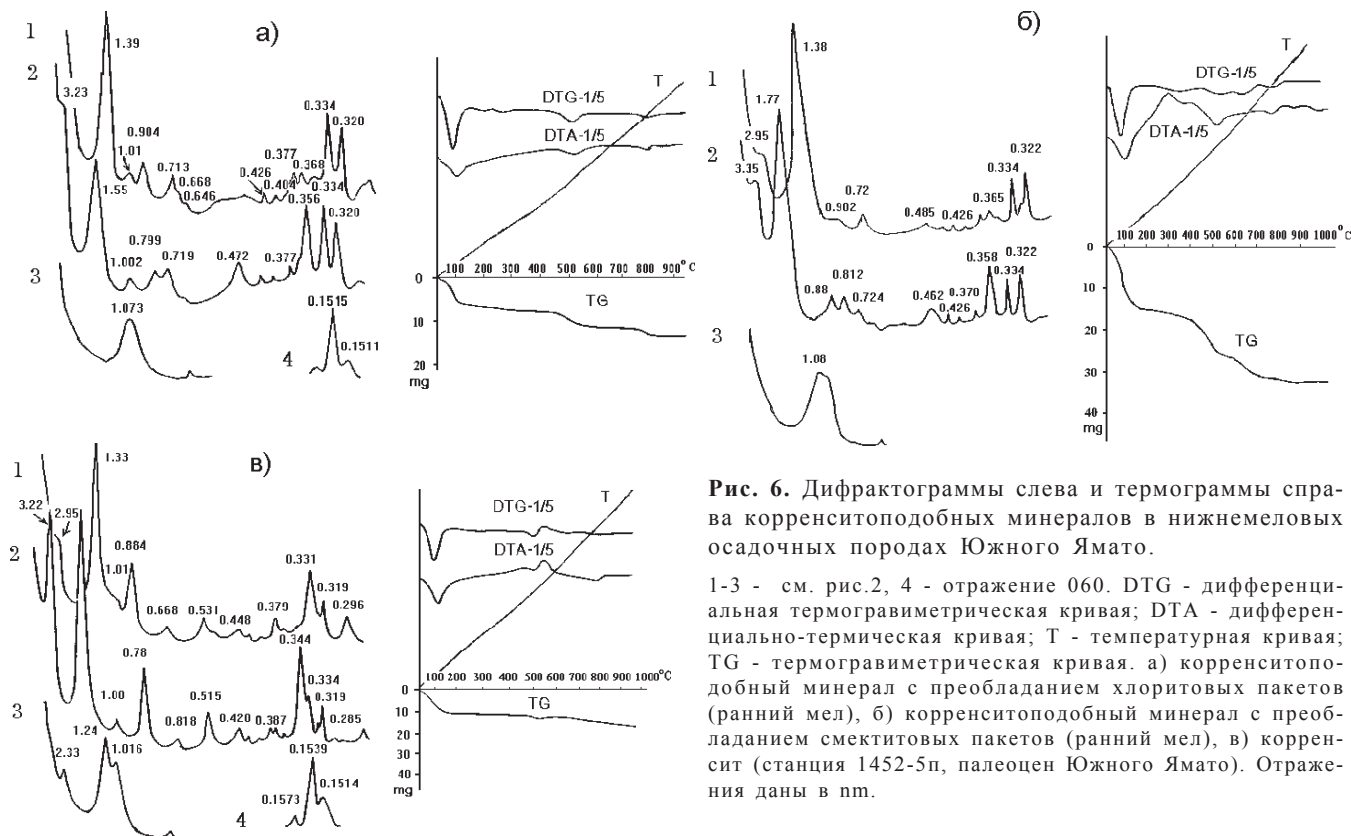


Рис. 6. Дифрактограммы слева и термограммы справа корренситоподобных минералов в нижнемеловых осадочных породах Южного Ямато.

1-3 - см. рис.2, 4 - отражение 060. DTG - дифференциальная термогравиметрическая кривая; DTA - дифференциально-термическая кривая; T - температурная кривая; TG - термогравиметрическая кривая. а) корренситоподобный минерал с преобладанием хлоритовых пакетов (ранний мел), б) корренситоподобный минерал с преобладанием смектитовых пакетов (ранний мел), в) корренсит (станция 1452-5п, палеоцен Южного Ямато). Отражения даны в нм.

ственно. Возможно, в этом случае мы имеем в одном образце и высокоупорядоченную структуру, и частично разупорядоченную, что может быть связано с деградацией части слоев при подводном выветривании.

*Низкоупорядоченные структуры* характеризуются 1.0-1.1 нм широким пологим рефлексом в воздушно-сухом состоянии, который при насыщении распадается на два 1.7-1.9 нм и 0.93-0.98 нм (часто разные по площади), а при прокаливании остается только один рефлекс 1.0 нм. Вероятно, мы имеем дело со смешанослойной структурой типа иллит-смектит, где  $W_n:W_c$  колеблется от 50:50 до 30:70 при  $P_{cc}=0.5$  и  $S=0$ . Присутствие таких структур также подтверждает предположение о возможной деградации при подводном выветривании.

*В ряду высоко - низкоупорядоченных структур* выделяются и *переходные разности*. Так на рис. 2а при насыщении образца отмечаются рефлексы в 2.6, 1.92, 1.47, 0.96 нм, а при прокаливании остается только рефлекс в 1.03 нм. Такая дифракционная картина, возможно, принадлежит смешанослойной структуре типа иллит-смектит при  $W_n:W_c=50:50$  при  $P_{cc}=0.3$  и  $S=1$  и  $W_n:W_c=50:50$  при  $P_{cc}=0.5$  и  $S=0$ . Кроме того, в смеси присутствует дефектный хлорит 1.47 нм, гидрослюда 1.0, 0.5 нм, каолинит 7.16 и 0.357 нм, кварц 0.426, 0.334 нм и плагиоклаз 0.404, 0.318 нм.

*Корренсит* обнаружен в единственном образце (1452-5п) палеоценового мелкозернистого аркозового песчаника, где слагает пленочный цемент. Он харак-

теризуется рефлексом 2.95 нм в воздушно-сухом состоянии, 3.22 нм - в сольватированном этиленгликолем и 2.33 нм - в прокаленном, и целочисленной серией базальных отражений. Рефлекс 060 равен 0.1539 нм (рис. 6а). Можно предположить, что основной фазой является корренсит ( $W_x:W_c=50:50$  при  $P_{cc}=0$  и  $S=1$ ), примесь - гидрослюда, кварц и плагиоклаз. На электронно-микроскопическом снимке (рис. 7) хорошо видны характерные для смектита, облаковидные монокристаллы, свидетельствующие об его аутиген-

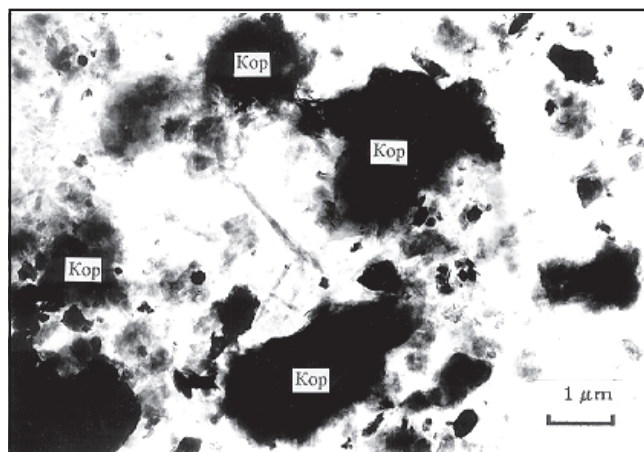


Рис. 7. Электронно-микроскопический снимок обр. 1452-5п. Палеоцен Южного Ямато. Хорошо отсортированный песчаник с пленочным цементом. Хлопьевидный корренсит (Кор).

ной природе. На термограмме (см. рис. 6а) присутствуют три эндотермических эффекта - при 100, 530 и 800°C и один экзотермический - при 560°C с небольшим приращением веса в этой области температур. В целом термограмма характерна для смеси хлорита и сапонита. Судя по экзотермическому эффекту, корренсит железомagneзиальный. По данным мессбауэровской спектроскопии закисного железа в нем до 29% от общей суммы.

*Корренситоподобные минералы (КПМ)* встречаются только в раннемеловых и палеоценовых породах Южного Ямато. В раннемеловых песчаниках они представлены зелеными, тонкоигольчатыми крустификационными каемками (рис. 8), выполняющими поверхность пор. Для палеоценовых конгломератов характерно полное выполнение единичных пор зелеными, тонкоигольчатыми агрегатами. В естественном состоянии КПМ имеют рефлекс 1.3 nm; при насыщении у них отмечается субпериод в 3.1 - 3.3 nm, а при прокаливании в малоугловой области появляется широкий рефлекс 1.0 - 1.2 nm. Среди них можно выделить различия с преобладанием хлоритовых пакетов (см. рис. 6б), где  $W_x:W_c=60:40$  при  $P_{xx}=0.2$  и  $S=1$  и смектиновых пакетов (см.рис. 6в), где  $W_x:W_c=20:80$  при  $P_{cc}=0.8$  и  $S=1$ . Отмечаются также рефлексы гидрослюда, кварца, плагиоклаза и анальцима (0.56, 0.343 nm). Термограммы этой группы образцов имеют экзотермический эффект при 200-400°C. Этот факт позволяет предположить, что часть оксида железа не входит в состав решетки слоистых силикатов (см.рис. 6 б,в). Процентное содержание закисного железа несколько ниже, чем в корренсите из образца 1452-5п, и колеблется в пределах 5-15% от общей суммы.

*Ломонтит*, рефлексы 0.96, 0.69, 0.42 nm (рис. 9.1), выполняет поры в хорошо сортированных песчаниках Южного Ямато. В шлифе видны треугольные сечения пор внутри пленочного цемента (рис. 10), что свидетельствует о вторичности ломонтита. Он также выполняет трещины в обломках полевых шпатов.

*Анальцим* характерен для раннемеловых и палеоценовых пород Южного Ямато, а на Северном Ямато не обнаружен. Он присутствует как в порах, так и в общей массе (рефлексы 0.561, 0.343, 0.293 nm, рис. 9.3). В некоторых образцах он доминирует, образуя анальцимолиты (ст. 1441).

*Цеолиты группы гейландита*, близкие по дифракционной картине клиноптилолиту, стильбиту, стеллериту и гмелиниту, с отражениями 0.91, 0.41, 0.39 nm встречаются в палеоценовых алевроаргиллитах с высокой пористостью и единичном образце анальцимолита, где образуют округлые агрегаты (типа "горошин").

*Кальцитовый цемент* в песчаниках бывает ранним и поздним. Ранний кальцит слагает только поровый или базальный цемент. В цементе сохранились

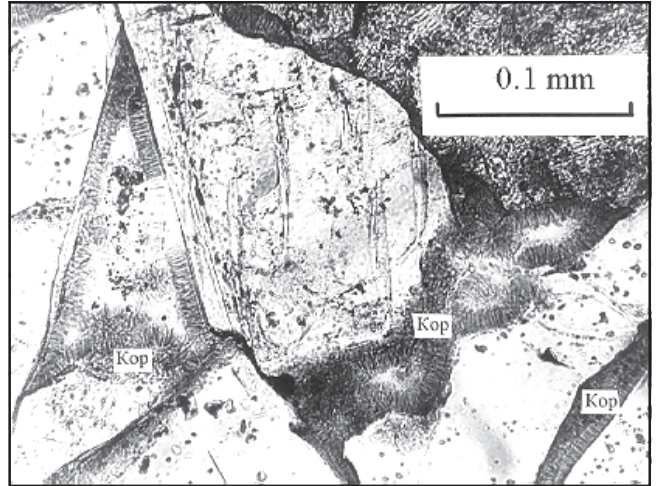


Рис. 8. Снимок обр. 1437-4 под поляризационным микроскопом. Раннемеловой мелкозернистый аркозовый песчаник Южного Ямато с игольчатым крустификационным корренситовым цементом (Kop). Никели параллельны.

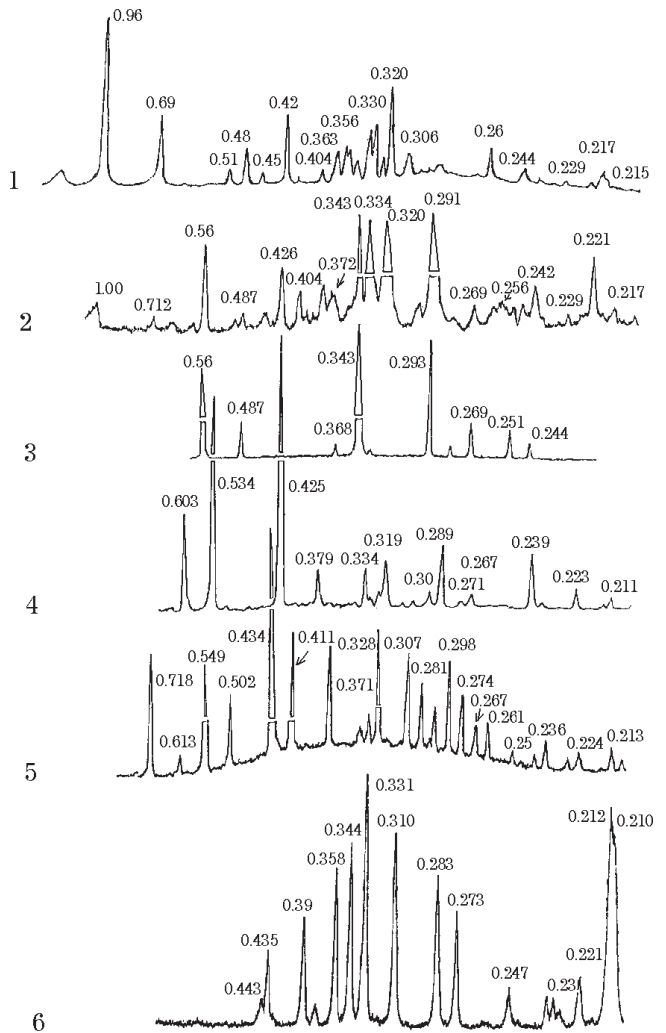
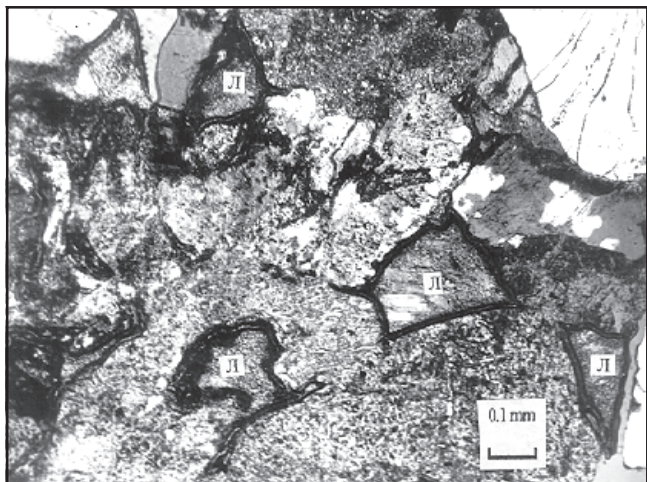


Рис. 9. Дифрактограммы аутигенных минералов Южного Ямато. 1 - ломонтит, 2 - анкерит, анальцим, кварц и плагиоклаз; 3 - анальцим; 4 - эпсомит; 5 - чермит; 6 - барит. Отражения даны в nm.





**Рис. 10.** Снимок обр. 1430 под поляризационным микроскопом, Южное Ямато. Поры выполнения в раннемеловом песчанике. Ломонтит (Л) заполняет поры в виде неправильных многоугольников, николи параллельны.

следы давления - трещиноватость или смятые и изогнутые полисинтетические двойники. Этот тип цемента встречается в раннемеловых песчаниках Южного Ямато, в палеоценовых песчаниках он доминирует, а в раннемеловых осадочных породах Северного Ямато отсутствует. Поздний кальцит встречается только в единичных образцах песчаников Северного Ямато, выполняет поры и замещает обломки, занимая менее 1% породы.

*Анкерит* установлен в раннемеловых алевроаргиллитах Южного Ямато (ст. 1441) в одном случае в ассоциации с кальцитом, лепидокрокитом, хлоритом и гидрослюдой, а в другом - с анальцимом и гидрослюдой. Он характеризуется 0.369, 0.287, 0.241, 0.2199 nm рефлексами (рис. 9.2), типичными для магнезиально-железистых разновидностей.

*Барит* (рис. 9.6) обнаружен в тех же образцах раннемеловых и палеоценовых алевроаргиллитов с высокой (вероятно вторичной) пористостью и зеркалами скольжения. Он образует тонкие корки по плоскостям скола.

*Эпсомит* найден в единственном образце (ст. 1441), слагающий тонкие 1-2 мм слойки в анальцимовой породе. Он характеризуется рефлексами в 0.603, 0.534, 0.423 nm (рис. 9.4). Под микроскопом отчетливо видны агрегаты кристаллов.

*Кварц* крустификационный, выполнения пор характерен только для песчаников Северного Ямато, содержащих заметную примесь обломков эффузивов среднего? состава. Кварц этого типа обрастает поверхность обломков различного состава вплоть до заполнения свободного пространства между зернами. Кроме этого он выполняет пустоты в каолините (см.рис. 3)

*Кварц* регенерационный, обрастания зерен кварца установлен в песчаниках Северного и Южно-

го Ямато. Оптически согласованное разрастание кварцевых зерен обычно приводит к полному выполнению поры аутигенным кварцем и редко к образованию идиоморфных граней в свободной поре.

*Коричневые корочки* на поверхности раннемеловых песчаников сложены *гетитом* - 0.423, 0.248 nm; *лепидокрокитом* - 0.637, 0.256 nm и *франклинитом* - 0.298, 0.254, 0.210 nm.

Фазовый анализ *минералов высаливания* (ст. 1441), как бы "пухом" покрывающих образцы, показал, что они представлены *чермигитом* - 0.711, 0.435, 0.409, 0.328 nm (рис. 9.5) и *гексагидритом* - 0.548, 0.422, 0.405, 0.294, 0.291 nm. Зеленый налет на поверхности образцов, тонкие белые корочки по трещинам сложены *ярозитом* - 0.507, 0.427, 0.367, 0.312 nm, *астраханитом* - 0.457, 0.330, 0.326 nm, *гипсом* 0.765, 0.307 nm и *баритом* - 0.331, 0.212, 0.210 nm.

*Соли*, экстрагированные из этих образцов, после выпаривания делятся на две группы. Первая представлена галитом - NaCl. Вторая группа - сульфатная, в нее входят сульфаты натрия, магния, аммония: тенардит - 0.467, 0.279, 0.265 nm с буркеитом - 0.458, 0.221, 0.189 nm, чермигит, гексагидрит, и возможно железа - ярозит.

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Минеральные парагенезисы, характер выполнения пор и взаимоотношения цементов различного типа и состава в песчаниках позволяют обосновать наиболее вероятный генезис некоторых аутигенных минералов.

На *Северном Ямато* в цементе раннемеловых песчаников доминирует ассоциация каолинит - гидрослюда-сметтит, а сметтит и дефектный хлорит образуют незначительную примесь. Иногда цемент песчаников хлоритовый с примесью сметтита и гидрослюды-сметтита (таблица), а в единичных образцах (под микроскопом) - кальцитовый поровый. В цементе одно-возрастных алевролитов преобладает гидрослюда-сметтит, а гидрослюда и сметтит встречаются в виде примеси. Цеолиты отсутствуют.

На *Южном Ямато* аутигенные минералы цемента раннемеловых песчаников образуют две ассоциации: 1) гидрослюда - гидрослюда-сметтит - анальцим и 2) каолинит - гидрослюда. В первой ассоциации присутствует незначительная примесь сметтита. Поровый цемент единичных образцов песчаников представлен КПМ, кальцитом и ломонтитом. В алевроаргиллитах также развиты две ассоциации: 1) КПМ - гидрослюда-сметтит - гидрослюда и 2) гидрослюда-сметтит - гидрослюда. В обеих ассоциациях иногда значительна примесь анальцима, а в первой встречается гипс.

В палеоценовых песчаниках установлены поровый (участками базальный) кальцитовый (1) и поровый

Таблица. Аутигенные минералы раннемеловых песчаников возвышенности Ямато.

| № образца      | Дефектный хлорит | Каолинит | Гидрослюда | Смешанослойный гидрослюда-смектит | Анальцит | Смешанослойный Смектит-хлорит | Смектит | Примечания |
|----------------|------------------|----------|------------|-----------------------------------|----------|-------------------------------|---------|------------|
| Северное Ямато |                  |          |            |                                   |          |                               |         |            |
| 1192-1         | Р                | П        |            | С                                 |          |                               | Р       | г          |
| 1193-к         | Р                | П        |            | С                                 |          |                               |         | г          |
| 1193-2к        | Р                | С        |            | С                                 |          |                               |         | г          |
| Южное Ямато    |                  |          |            |                                   |          |                               |         |            |
| 1833-1а        |                  | П        | С          |                                   |          |                               | Р       | г          |
| 1833-ак        |                  | П        | Р          |                                   |          |                               |         | г          |
| 1834-1г        |                  |          | П          | С                                 | Р        |                               |         | м          |
| 1834-2г        |                  |          | П          | С                                 | Р        |                               | Р       | м          |
| 1834-1         |                  |          | С          | П                                 | С        |                               | Р       | м          |
| 1835-1         |                  |          | Р          |                                   |          | П                             |         | м          |
| 1437-4         |                  |          |            |                                   |          | П                             |         | с          |

Примечание. П - преобладает, С - присутствует в смеси, Р - редок, г - грубозернистый, с - среднезернистый, м - мелкозернистый песчаник.

КПМ (смектит-хлоритовый) (2) цемента. С КПМ могут ассоциироваться гидрослюды, незначительная примесь хлорита, а также анальцит и незначительная примесь гидрослюда-смектита. Для алевроаргиллитов характерны КПМ, гидрослюда-смектит, гидрослюда (примерно в равных соотношениях) при несколько меньшей доле анальцита. Иногда встречается примесь хлорита. Среди алевроаргиллитов встречаются две небольшие группы образцов с распределением аутигенных минералов, несколько отличающимся от такового в доминирующей ассоциации. Одна, с зеркалами скольжения, высокой вторичной пористостью и цеолитовой минерализацией (гмелинит) содержит корренсит, анальцит, гидрослуду, каолинит и барит. В другой группе преобладает гидрослюда-смектит, но встречается также КПМ, хлорит и гидрослюда.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как указывалось ранее [13], все исследуемые породы имели источник сноса одного и того же минерального состава, представленного гранитоидами (при незначительном участии эффузивов среднего? состава) и окончательно сформировались в одних и тех же условиях глубинного эпигенеза. Поэтому, независимо от условий осадконакопления, везде следует ожидать одних и тех же обломочных и (или) аутигенных минералов, отражающих процессы выветривания и (или) эпигенеза продуктов дезинтеграции гранитоидов и гранитогнейсов. Следовательно, различия ассоциаций аутигенных минералов трех указанных возрастных комплексов пород должны определяться усло-

виями осадконакопления, а наличие нескольких ассоциаций в одном комплексе - сменой этих условий.

Каолинит встречается только в крупно- и среднезернистых песчаниках. Это, очевидно, связано с особенностями осадконакопления, поскольку в случае эпигенетического или гидротермального генезиса каолинита размер зерен породы не имел бы никакого значения. Кроме того, он появился раньше (диагенетического?) аутигенного крустификационного кварца, и в песчаниках нет следов гидротермальной деятельности. Каолинит образовался, по-видимому, при разрушении полевых шпатов и слюд на суше, а затем был перенесен в бассейн осадконакопления. О терригенной природе каолинита свидетельствуют сглаженные грани его псевдогексагональных кристаллов, установленные под электронным микроскопом. Каолинит единичных образцов палеоценовых алевроаргиллитов имеет, вероятно, гидротермальный генезис. Он обнаружен в образцах с наложенной цеолитовой минерализацией вместе с КПМ, анальцитом и гидрослудой. Указанные минералы не встречаются совместно с каолинитом в песчаниках и в большинстве алевроаргиллитов Южного Ямато, что предполагает возможность проявления локальной гидротермальной деятельности в палеоценовое время.

Хлорит и дефектный хлорит, эпизодически встречаемые в породах Северного и Южного Ямато, вероятно, являются продуктом разрушения биотита во время осадконакопления. Биотит различной степени изменения вплоть до полного замещения хлоритом яв-

ляется постоянным аксессуаром раннемеловых и палеоценовых осадочных пород.

*Смектит* не сохраняется в процессе глубинного эпигенеза. Он должен полностью превратиться в смешанослойные минералы и гидрослюда. Действительно, он встречается только в раннемеловых песчаниках, в виде незначительной примеси.

*Гидрослюда и гидрослюда-смектит* - постоянные компоненты исследованных пород, но их количество меняется в зависимости от типа породы и условий осадконакопления. В раннемеловых и палеоценовых алевроаргиллитах Южного Ямато гидрослюда и гидрослюда-смектита больше, чем в одновозрастных песчаниках. Эта особенность отражает гравитационную дифференциацию обломочного материала при его осаждении. По данным электронографии, большая часть гидрослюда представлена политипной модификацией 1М и только часть - 2М<sub>1</sub>. Удлиненно-вытянутая, таблитчатая форма кристаллов гидрослюда, их малая толщина, просветы в различных местах, сколы по бокам граней, хорошо видимые на снимках (см.рис. 5), указывают на аутигенное происхождение гидрослюда. Вероятно, гидрослюда - двух генераций: новообразованная - аутигенная - 1М и деградационная - 2М<sub>1</sub>, сохранившаяся вплоть до позднего эпигенеза. Обломочная гидрослюда и продукты ее выветривания поступали в раннемеловой и палеоценовый бассейны осадконакопления, будучи в различной степени измененными. Чешуйки мусковита и биотита - постоянные компоненты осадочных пород. Присутствие гидрослюда, гидрослюда-смектита и смектита, вероятно, отражает ряд трансформаций аутигенных минералов - от выветривания обломочной гидрослюда, через смешанослойную фазу, до смектита в поверхностных условиях и последующая трансформация смектита, через серию смешанослойных минералов, до гидрослюда в условиях эпигенеза.

*Корренсит* установлен в палеоценовых аркозовых песчаниках. В раннемеловых аркозовых, граувакково-аркозовых и вулканотерригенных песчаниках Южного Ямато поровый цемент сложен КППМ. Генезис корренситоподобных минералов, следовательно, не определяется составом обломочного материала осадков. Состав обломков имеет значение в случае гидротермального и эпигенетического генезиса КППМ. Изучение химического состава корренсита и КППМ Южного Ямато позволяет исключить их гидротермальный генезис [9]. Кроме того, в гидротермально измененных породах корренсит совместно с гидрослюдой, как правило, не встречается [6], а для раннемеловых алевроаргиллитов, палеоценовых песчаников и алевроаргиллитов - это доминирующая ассоциация. При формировании КППМ в эпигенезе, например, в ряду: монтмориллонит - КППМ - хлорит необходимо увеличение (в процессе эпигенеза) концентраций Mg и Fe, освобождающихся в результате ра-

створения витрических и, возможно, фемических минеральных компонентов осадка [15]. Нами не установлена связь КППМ с содержанием обломков эффузивов (достигающих 30% объема породы) в вулканотерригенных песчаниках. Фемический компонент осадочных пород, представленный аксессуарными биотитом и роговой обманкой, не может являться реальным источником Fe и Mg. Наиболее вероятный генезис корренситоподобных минералов - образование их в процессе осадконакопления путем трансформации сепиолита или палыгорскита [8]. Этот процесс должен был пройти полностью, так как под микроскопом видно, что в цементе отсутствуют реликты других минералов. По данным электронной просвечивающей микроскопии (см.рис. 7), корренсит, как и смектит, имеет облако-видную, хлопьевидную форму кристаллов, свидетельствующих об его аутигенной природе. Авторы считают, что КППМ Южного Ямато являются седиментационно-диагенетическими, связанными с эвапоритовыми терригенно-хемогенными формациями [9].

*Ломонтит*, установленный в раннемеловых песчаниках Южного Ямато, ассоциируется с дефектным хлоритом, образующим пленочный цемент. Поры в пленочном цементе полностью выполнены ломонтином. Последний, вероятно, эпигенетический, так как он также выполняет трещины, образованные в процессе эпигенеза в обломках полевых шпатов. По данным Е.Е. Карнюшиной [5], ломонтит в осадочных породах появляется при глубине захоронения свыше 4.8 км и ассоциируется с гидрослюдой и кварцем.

*Анальцит*, вероятно, мог формироваться как в щелочных условиях, при изменениях пирокластик, так и эпигенетически. Хотя последнее мало вероятно, так как на Северном Ямато он не обнаружен. Кроме того, его нахождение в ассоциации с КППМ, кальцитом, анкеритом, эпсомитом и цеолитами группы гейландита (в анальцитомолитах) свидетельствует в пользу щелочных условий осадконакопления. Анальцитомолиты часто образуются в условиях содовых озер [8, 12].

*Цеолиты группы гейландита*, найденные в анальцитомолитах, могли образоваться в эпигенезе (если какая-то часть материала была консервирована органическим веществом, что не позволило ему измениться при осадконакоплении) или попали в осадок в результате разрушения ранее существовавших цеолитовых пород.

*Ранний кальцит*, вероятно, связан с морской седиментацией. Кластический материал при этом поступал одновременно с карбонатом, который отлагался из морской воды. На хемогенный генезис кальцита могут указывать мономинеральный состав цемента и геохимические особенности состава алевроаргиллитов, отражающие эволюцию рапы.

*Поздний кальцит* является вторичным по отношению к эпигенетическому кварцу. Наиболее вероятный генезис - растворение карбонатных зерен под дав-

лением в эпигенезе. На это же указывает обычная для песчаников и алевролитов ассоциация позднего кальцита с обломками карбонатов. Не исключается и гидротермальный генезис.

*Барит*, встреченный в образцах с высокой вторичной пористостью, возможно, образовался за время хранения, так же как и минералы высаливания, но мог иметь и гидротермальный генезис.

*Находки эпсомита* в осадочных породах, как правило, приурочены к эвапоритовым отложениям или к соленосным толщам [12]. На возможность существования подобных отложений указывают типичный набор минералов высаливания, обнаруженных на ст. 1441, и состав экстрагированных, выпаренных солей, образующих сульфатную и галитовую группы. *Гексагидрит*, вероятно, является продуктом распада эпсомита -  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ , при высыхании образуется  $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ . Чермигит, вероятно, образуется по каолиниту или минералам группы алуниита при наличии иона  $NH_4^+$ . Чермигит, в свою очередь, также разрушается с образованием сульфатов магния, железа и калия. Подобный набор минералов характерен для сульфатной и начала галитовой фазы галогенеза [12, 16].

*Крустификационный кварц* характерен только для вулканомиктовых песчаников. Источником кремнезема, вероятно, являлись вулканокласты. При диагенетическом преобразовании вулканического стекла в поровые воды выделяются кремнезем и другие элементы [7].

*Регенерационный кварц* образовался в результате растворения кварцевых зерен под давлением в эпигенезе. Породы несут следы давления вышележащих толщ - раздавленные зерна, деформированные полисинтетические двойники плагиоклаза, кальцита, приобретенное волнистое погасание в зернах кварца. В песчаниках сохранились первичные границы зерен кварца, для которых характерны вогнуто-выпуклые и сутурные контакты. Регенерационные каемки нескольких (чаще трех) зерен кварца срastaются внутри пор с образованием прямых или зубчатых контактов тройного сочленения. При отсутствии отчетливых границ между обломочными зернами кварца и каемками обрастания, зерна кварца кажутся сросшимися, образуя структуру, близкую кварцитовидной. Данные бурения скважин показывают, что сутурные контакты появляются на глубине 1000-2000 м [10, 14, 17, 18].

Аутигенные минералы смектит, гидрослюда, гидрослюда-смектит и анальцим трудно определяемы под микроскопом. Поэтому основным критерием для установления их генезиса является характер распределения минералов в ассоциациях, выделенных с помощью рентгеноструктурного анализа.

Раннемеловым песчаникам Северного Ямато свойственна ассоциация каолинит - гидрослюда-смектит, а гидрослюды практически нет (см.табл.). В одно-

возрастных песчаниках Южного Ямато гидрослюда-смектит (совместно с гидрослюдой) доминируют, а каолинит встречается только с гидрослюдой. Следовательно, условия, при которых формировалась смектит-гидрослюда в раннемеловых осадках Южного Ямато, должны препятствовать образованию каолинита, что может быть связано с осолонением бассейна осадконакопления [8].

Анальцим и каолинит являются антагонистами. При доминирующей роли смектит-гидрослюды в ассоциации с гидрослюдой содержание анальцима возрастает до значительного в раннемеловых песчаниках Южного Ямато, но его практически нет в одновозрастных песчаниках этого района, содержащих каолинитовый цемент (см.табл.). Очевидно, щелочные условия препятствуют образованию каолинита. Каолинитовый, смектит-хлоритовый (корренситовый) и раннекальцитовый поровые цементы не встречаются вместе, что подтверждает данное предположение.

Данные химического анализа раннемеловых алевроаргиллитов Южного Ямато показывают, что анальцим, анкерит и КПМ присутствуют только в тех образцах, в которых содержание карбонатного углерода ( $C_{карб.}$ ) менее 0.03%. Анальцим образуется в осадочных породах при воздействии озерных вод, содержащих соли натрия, на глинистое вещество или продукты выветривания пирокластике [8]. В образце терригенно-хемогенной породы эпсомит-анальцимового состава (поднятого совместно с раннемеловыми песчаниками на Южном Ямато) анальцим замещает обломки эффузивов и зональный плагиоклаз пирокластического облика. Основной причиной образования щелочных растворов является выпадение в осадок карбонатов и глинистых магнийсодержащих минералов из концентрированных растворов, в результате чего растворы становятся натриевыми и калиевыми [16]. Низкое содержание  $C_{карб.}$ , контролирующее выпадение Са из раствора, наличие гидрослюды-смектита и КПМ, контролирующих извлечение Mg и K из раствора, вероятно, отражают геохимическую эволюцию иловой воды, приводящую к образованию щелочных (натриевых) растворов в период осаждения анальцимсодержащих пород Южного Ямато. На это же указывает и высокое (до 20%) содержание натрия в ряде образцов алевроаргиллитов, постоянным компонентом которых является анальцим и КПМ.

Осадки находятся в ионообменном равновесии с растворами, т.е. отношение Mg/Ca осадка зависит от Mg/Ca раствора. В среде, где Mg/Ca может изменяться (иловые, лагунные, себховые воды), абсолютная величина этого отношения может определять состав осадка [1, 11]. Влияние минерализованных растворов на раннемеловые осадки Южного Ямато устанавливается по высокому отношению (от 5 до 58) Mg/Ca в большинстве образцов алевроаргиллитов. Кроме того, в группе образцов алевроаргиллитов,

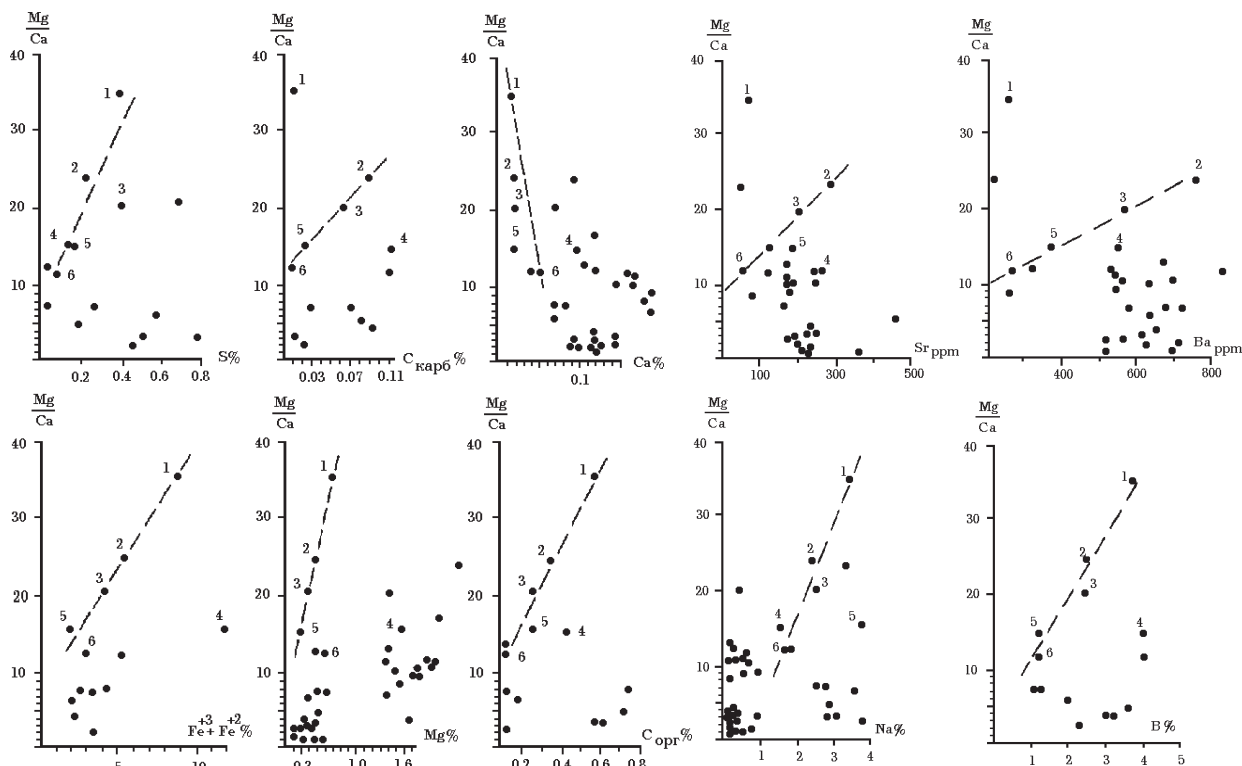


Рис. 11. Диаграмма зависимости содержаний серы, карбонатного углерода, кальция, железа, магния, органического углерода, стронция, бария, натрия и бора от отношения Mg/Ca в раннемеловых алевроаргиллитах Южного Ямат. Пунктир - тренд для группы образцов.

1 - 6 - образцы, для которых характерна с прямая корреляция содержаний вышеперечисленных элементов с Mg/Ca отношением (при Mg/Ca > 10). Метод определения элементов (чувствительность): Fe и S, - химический анализ (0,01%); C<sub>карб</sub> и C<sub>орг</sub> - физико-химический (3%); Ca - атомно-абсорбционный (0,00001%), Ba и Sr - рентгено-радиометрический (0,001%); Na и B - атомно-абсорбционный (0,00001%).

имеющих Mg/Ca больше 10, а содержания Ca, Mg, Na, K, близкие к содержаниям их в рассолах на стадии - начало садки гипса - начало садки галита [4], существует прямая корреляция содержаний главных компонентов морской воды (исключая Ca) и некоторых микроэлементов с величиной Mg/Ca отношения (образцы 1-6: рис. 11). Величина Mg/Ca отношения в алевроаргиллитах этой группы образцов определяет содержание в них Na, Mg, S, C<sub>карб</sub>, Sr, B, Ba, Fe. Поведение этих элементов аналогично их поведению в процессе изменения концентрации морских рассолов.

Таким образом, распределение анальцима, эпсомита, анкерита, КПМ, гидрослюды-сметита и каолинита, а также некоторые геохимические особенности осадочных пород Южного Ямат (высокое содержание бора - 0.3-0.6%, серы - в пересчете на SO<sub>3</sub>, высокое Mg/Ca отношение и признаки геохимической эволюции рапы) позволяют предполагать, что первые пять минералов образовались в щелочных условиях осолоненного бассейна, а каолинит в кислой среде.

#### ВЫВОДЫ

1. Раннемеловые осадочные породы Северного Ямат, содержащие каолинит, могли образоваться в

условиях гумидного климата как в континентальной, так и в прибрежно-морской обстановке. В этих же условиях накопилась и часть среднезернистых и крупнозернистых раннемеловых осадков Южного Ямат, где из аутигенных минералов преобладает каолинит.

2. Седиментация большей части раннемеловых пород Южного Ямат происходила в аридном климате, в условиях интенсивного испарения воды. Наличие корренсита, анальцима, анкерита, эпсомита, высокие содержания бора, высокое Mg/Ca отношение и признаки геохимической эволюции рапы показывают, что на Южном Ямат в то время существовал морской бассейн или осолоненные озера (щелочные условия осадконакопления).

3. В раннемеловых породах Южного Ямат развиты такие же аутигенные минералы, как и в палеоценовых, что предполагает наличие сходных условий осадконакопления.

4. Присутствие ломонтита, аутигенного кварца и позднего кальцита, пористость и плотность раннемеловых и палеоценовых пород возвышенности Ямат показывают, что они погрузились на глубину около 2-3 километров, где и были литифи-

цированы, что свидетельствует о наличии постальбских вертикальных движений на Ямато.

5. Находки соленосных пород на возвышенности Ямато позволяют предполагать их существование в Корее и Японии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра, 1984. 278 с.
2. Геология дна Японского моря /Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко и др. Владивосток, 1987. 139 с.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. // М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН, Вып. 295.)
4. Жеребцова И.К., Волкова И.Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия. 1966. № 7. С. 832-1729.
5. Карнюшина Е.Е. Температурно-глубинная зональность катагенеза в кайнозойских осадочных бассейнах Тихоокеанского пояса // Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 128-129
6. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов// Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16-38.
7. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1984. 416 с.
8. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия)/Под ред. А.Г.Коссовской. М.: Недра, 1968. 359 с.
9. Мажеровский А.В., Терехов Е.П. Корренситоподобные минералы осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С.121-126.
10. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
11. Ридер Р. Карбонаты. М.: Мир, 1987. 496 с.
12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с., 1962. Т. 2. 537 с., Т. 3. 549 с.
13. Терехов Е.П., Брагин Б.В. Нижнемеловые песчаники подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 87-95.
14. Черников О.А. Литологические исследования в нефтепромышленной геологии. М.: Недра, 1981. 213 с.
15. Чудаев О.В. Распределение глинистых минералов во флишеидных отложениях Восточной Камчатки// Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 105-115.
16. Darragi F. Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentration in alkaline lakes// Chem. Geol. 1987.V. 63, N 1-2. P. 59-72.
17. Fьchtbauer H. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity// II Proc. 76<sup>th</sup> World Petrol. Congr., Mexico. 1967. V. 2. P.353-369.
18. Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones// II Bulletin of the Amer. Assoc. of Petroleum Geologist. 1950. V. 34, № 4. P.701-716.

Поступила в редакцию 7 мая 1996 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

*A.V.Mozherovsky, Ye.P.Terekhov*

### **Authigenic minerals from cement of Early Cretaceous and Paleocene sedimentary rocks of the Yamato rise (Sea of Japan)**

Authigenic minerals from cement are good indicators of sedimentation environment and processes of sediment transformation from the beginning of their burial to the deepest levels of metamorphism. Yet they have not been studied in marginal seas, and their investigation can considerably amplify knowledge of the history of sedimentation and extend some general problems of development of the Sea of Japan region.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.061

### РЕЮВЕНАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

*В.И.Гончаров\**, *А.А.Сидоров\*\**

*\*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

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

Рассмотрены особенности дискретного формирования месторождений завершенных и незавершенных рядов рудных формаций вулканогенных поясов на примере Северо-Востока России. Завершенные ряды содержат различные по температурным характеристикам, в том числе и низкотемпературные месторождения. Незавершенным рядам последняя группа объектов не свойственна. Месторождения завершенных рудноформационных рядов развивались в целом по стадийной моноэтапной схеме рудного процесса без существенного повышения температуры к началу каждой новой стадии их формирования в режиме постепенного охлаждения минералообразующих сред. Образование месторождений незавершенных рядов носило также стадийный, но полиэтапный характер и происходило в условиях реювенации оруденения - омоложения с резким увеличением температуры к началу очередного этапа, стадии, с нарушением последовательности кристаллизации и появлением специфического по составу высокотемпературного комплекса минералов. Причина значительного повышения температуры гидротерм - неоднократная тектоно-магматическая активизация рудного района.

#### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в геологической литературе при характеристике дискретных процессов широко применяется такой специальный термин, как «реювенация» месторождений, минерализации, рудообразования или даже вообще - природных явлений. Геологический словарь [3] понятию "реювенация" дает определение как омоложение, нарушение нормальной последовательности формирования гидротермальных месторождений. Это явление, свидетельствующее о возобновлении условий минералообразования, характерных для ранних стадий.

Близкое определение предложил В.И.Смирнов [17], понимая под "реювенацией" применительно к гидротермальным месторождениям плутоногенного класса возрождение рудообразования с высокотемпературного уровня после падения температуры в конце предыдущей стадии минералообразования.

Особую группу вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений, претерпевших интенсивные изменения на поздних стадиях формирования, выделял также Г. Шнейдерхен [21]. По сути дела, он тоже говорил о явлениях реювенации гидротермальной деятельности. Данные о реювенированных (ксенотермальных) месторождениях приведены и в работах А.Ф.Баддингтона [22], Дж. Т. Наша и Дж.Р.

Каннигахана [23], Ч.Ф.Парка и Р.А.Мак-Дормида [8], Ф.С. Тернора [18], И.И. Фатьянова и Л.В.Мельникова [20], а также авторов настоящей работы [4,5,14,15].

Расширительное толкование термина «реювенация» сравнительно недавно предложил Д.В.Рундквист [9], вкладывая в его содержание совокупность процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры с новыми проявлениями магматизма, метаморфизма и рудообразования. А это значит, что реювенация, как возрождение природных процессов, свойственна широкому комплексу разномасштабных явлений, присущих геологическим образованиям различного уровня организации - кристаллам, минеральным ассоциациям, различным геологическим структурам, в целом земной коре. Минеральное вещество Земли, следовательно, повсеместно и многократно реювенировано.

В настоящей статье явления реювенации будут рассмотрены на примере анализа геологической истории формирования гидротермальных рудных месторождений вулканогенных поясов, где взаимосвязь магматических и гидротермальных процессов не вызывает сомнений и температурный режим, как главный показатель явлений реювенации, изучен достаточно полно. В вулcano-плутонических структурах, развитие которых сопровождается и завершается гидротермальной деятельностью и нередко формировани-

ем месторождений, возрождение минералообразования каждой стадии с повышения температуры растворов представляется вполне закономерным актом, а реювенация минерализации (омоложение, нарушение последовательности кристаллизации) представляет собой лишь частную форму проявления экстремальных гидротермальных событий, вызванных эндогенными геологическими процессами.

Любую стадию минералообразования, поскольку она всегда начинается с некоторого повышения температуры растворов, можно рассматривать как омоложение гидротермальной деятельности. Но высокая интенсивность температурных перепадов между стадиями или этапами с увеличением температуры растворов и нарушением последовательности рудоотложения от ранних к поздним, что и принято считать реювенацией, существенно изменяет генетический облик месторождений и оказывает влияние на их промышленные характеристики.

При обычном стадийном формировании месторождений, происходящем без нарушения нормальной последовательности отложения минеральных комплексов, в один тектоно-магматический этап с общим снижением температур минералообразования к его окончанию каких-либо существенных генетических преобразований руд и месторождения в целом не происходит (хотя следы их по границам стадий, конечно, видны). Формационные признаки такого месторождения устойчиво сохраняются на всех временных интервалах становления рудных тел. Такие месторождения обычно формируются в складчатых структурах, сложенных комплексов осадочным пород, прорванных гранитоидными телами. Типичны они и для вулканогенных поясов, если формирование рудоносных структур в них происходило в режиме общего затухания магматизма, а отложение руд завершало становление структур.

Месторождения полиэтапного характера развития по своим минералого-геохимическим свойствам резко отличаются от моноэтапных. Появление растворов (или флюидов) с аномально высокой температурой на новом тектоно-магматическом этапе, обычно после значительного перерыва, меняет не только общее течение гидротермального процесса, но и может обеспечить возникновение нетипичных для месторождений определенного рудноформационного ряда минеральных ассоциаций, в том числе и за счет ранее образованных. И хотя в целом гидротермальная деятельность всегда носит затухающий характер, тем не менее, на начальном интервале очередного этапа развития системы она часто проявляет себя настолько резким всплеском температур, что вызванные этим минералого-геохимические последствия приводят к преобразованию месторождений, в облике которых проявляются черты различных по генезису рудных

формаций. Полиэтапные месторождения наиболее характерны для областей активизации - вулканогенных поясов и рифтогенных структур.

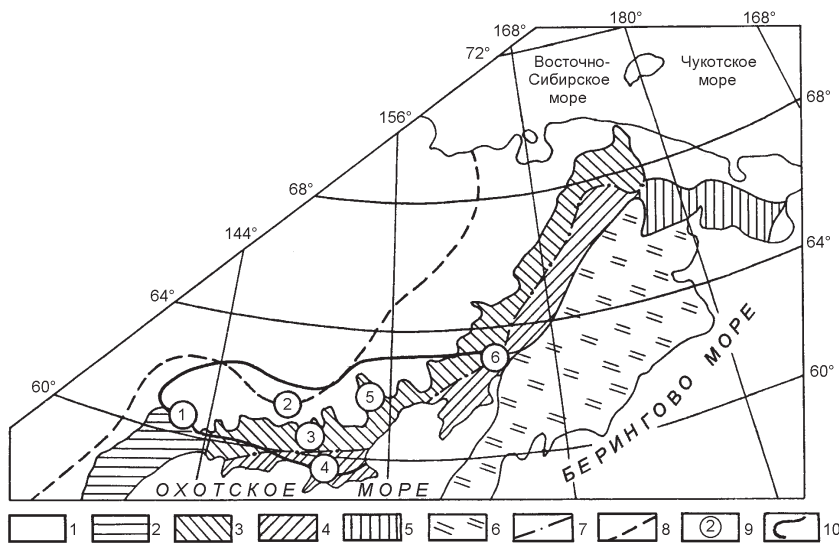
Таким образом, реювенация, по принятому определению, свойственна свойством месторождениям со сложной многоэтапной историей развития. Изменение температуры гидротермального минералообразования на месторождениях с моноэтапным характером развития, несмотря на межстадийные инверсии, тем не менее, имеет общий регрессивный (широко известный, с охлаждением растворов) температурный вектор от ранних к завершающим стадиям и обеспечивает тем самым нормальную последовательность рудоотложения. Режим формирования месторождений полиэтапного тектоно-магматического развития свидетельствует о периодическом проявлении высокотемпературных обстановок, что вызывает глубокую регенерацию как рудных тел, так и вмещающих пород на месторождениях с нарушением последовательности образования минеральных ассоциаций. Именно эта форма дискретного проявления температурного режима свойственна широкому ряду вулканогенных месторождений, отнесенных нами к группе реювенированных.

#### **ЯВЛЕНИЯ РЕЮВЕНАЦИИ В СТРУКТУРАХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ**

Реювенация гидротермального минералообразования изучена на примере Охотско-Чукотского (ОЧВП) и частично Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов (САВП) с привлечением опубликованных материалов по другим регионам с активной вулканоплутонической деятельностью. Установленные нами месторождения с прогрессивным режимом развития гидротермального минералообразования [15] располагаются преимущественно во внешней зоне главного звена ОЧВП - Тауйско-Чаунской аркоклинали [1], для которой характерны разнообразные отрицательные вулканоструктуры и интрузивно-эффузивные кольцевые комплексы (рис.1). Формирование ОЧВП происходило в две стадии: раннюю - средний альб - первая половина сеномана и позднюю - вторая половина сеномана - сантон [1]. Вулканические образования и их субвулканические аналоги ранней стадии юго-западной части аркоклинали (Охотский и Пенжинский секторы) представлены в основном амфиболовыми и пироксеновыми андезитами, сменяющимися вверх по разрезу дацитами и риолитами. Вулканы поздней стадии, развитые во внешней зоне - это главным образом двупироксеновые андезибазальты и андезиты, иногда чередующиеся с эффузивами кислого состава.

Интрузивные комплексы ранней стадии формирования юго-западного фрагмента аркоклинали завершают образование вулканоструктур и представлены многофазными плутонами преимущественно гранодиорит-гранитного, в меньшей степени - тоналит-





**Рис. 1.** Размещение реювенированных золото-серебряных и олово-серебряных порфировых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и перивулканической зоне (строение пояса приведено по данным В.Ф.Белого [2]).

1 - Складчатые области; 2-5 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 2 - Западно-Охотская фланговая зона; 3, 4 - Тауйско-Чанунская аркоклиналь: внешняя (3); внутренняя (4) зоны; 5 - Восточно-Чукотская фланговая зона; 6 - Корякско-Камчатская складчатая область; 7 - граница внешней и внутренней зон ОЧВП; 8 - граница перивулканической зоны; 9 - рудные узлы с реювенированным оруденением: 1 -Хаканджинский, 2 - Верхне-Арманский, 3 - Карамкенский, 4 - Ольский, 5 - Омсукчанский, 6 - Северо-Камчатский; 10 - контур площади размещения реювенированных месторождений

гранодиоритового состава. Интрузивы поздней стадии - небольшие по площади выхода на поверхность массивы сиенито-диорит-щелочногранитного состава, а также дайки андезитов и андезибазальтов.

На долю магматических продуктов ранней стадии формирования пояса приходится более 90% от их общего объема [1]. Поэтому вполне логично допустить, что большая часть месторождений полезных ископаемых, выявленных в пределах ОЧВП, связана с постмагматическими гидротермальными процессами, завершающими (или сопровождающими) образование вулcano-плутонических комплексов ранней стадии его формирования.

Роль базальтоидного магматизма поздней стадии развития пояса в становлении его структур и формировании эндогенных тепловых и гидротермальных потоков специально не рассматривалась, но она, вероятно, нашла отражение в частичном переотложении (регенерации) ранее возникших минеральных концентраций и рассеивании полезных компонентов с образованием геохимических ореолов.

В пределах некоторых геологических структур отложение руд происходило неоднократно, но всегда после очередного тектоно-магматического события и становления субвулканических и гипабиссальных интрузивных комплексов. Следовательно, резко выраженное прогрессивное по температурному признаку наложенное рудообразование должно, во-первых, по времени сопутствовать или завершать акт внедрения магматитов в зону уже ранее состоявшегося рудоотложения, во-вторых, его интервал может частично или полностью перекрывать интервал распространения рудных парагенезисов первого этапа образования месторождения, в-третьих, - иметь специфические минералого-геохимические черты. Важно отметить, что повторное высокотемпературное воздействие на уже сформирован-

ные рудные скопления может привести к различным последствиям - способствовать накоплению ценных компонентов в геологических структурах, обеспечивая тем самым формирование крупных месторождений (Дукат, ОЧВП; Многовершинное, САВП); приводить к разубоживанию руд за счет отложения больших количеств малоценных компонентов (Хаканджа, Карамкен, Ойра, ОЧВП); наконец, вызывать рассеивание первичных локальных концентраций ценных элементов (Ойра, ОЧВП). Не исключено, что последнее обстоятельство может быть причиной образования безрудных вулканоструктур.

Малообъемный базальтоидный магматизм поздней стадии развития пояса, продукты (расплавы) которого к тому же имеют невысокие содержания воды, не способствует развитию активной гидротермальной деятельности, и процессы реювенации минеральных парагенезисов на этой стадии в основном проявляются в невыразительных следах контактового метаморфизма рудных тел, связанной с поздними дайками и небольшими субвулканическими телами преимущественно основного состава, в незначительной перекристаллизации минеральных агрегатов, разгерметизации газовой-жидких включений в минералах, появлении самородных металлов (золота, серебра, меди) за счет разрушения руд, содержащих эти элементы, или, наконец, возникновении геохимических аномалий элементов.

Формирование эффузивов, субвулканических интрузивов и гранитоидных тел (вулcano-плутонических комплексов), как известно, является многоактным процессом и нередко совмещено пространственно и по времени с гидротермальной деятельностью и рудообразованием. Хорошо известны проявления внутрирудного дайкового магматизма на медно-молибденпорфировых месторождениях. На золото-серебряных,

золото-серебро-теллуридных и других месторождениях рудный процесс довольно часто сопутствует становлению гранитоидных массивов и завершается внедрением даек андезибазальтов. Одновременные проявления магматической и гидротермальной деятельности широко известны в областях с современной вулканической активностью. Все это свидетельствует о возможности многократной реювенации гидротермального минералообразования в истории развития вулканоплутонических структур.

Реювенация как омоложение гидротермальной деятельности, повторное высокотемпературное минералообразование - процесс, типичный для вулканогенных поясов. В.Н.Котляр [7] связывал его с повторяемостью вулканических актов, приводивших к формированию сложных вулканоплутонических комплексов, что представляется вполне справедливым. Для вулканогенных поясов периодическая активизация периферических магматических очагов, сопровождавшаяся появлением мощных тепловых потоков, формированием флюидных дифференциатов расплавов, разогревом и изменением состава растворов действующей гидротермальной системы, закономерна. Так же закономерно высокотемпературное гидротермальное минералообразование, связанное с периодическим возбуждением периферического магматического очага. Однако активизация последних не всегда сопровождается внедрением расплавов в толщи, приближенные к зоне рудоотложения. Если же это происходит, то, вероятно, это обстоятельство является основной причиной глубокой регенерации (или даже полного уничтожения) минеральных ассоциаций предшествующего этапа и проявления, так называемого, ксенотермального минералообразования в виде скарноидных минеральных комплексов, наиболее ярко свидетельствующих о реювенации рудных тел. В случае же, когда влияние магматического очага на интервал рудоотложения ограничивается только периодическим воздействием его ослабленного из-за удаленности теплового поля, то это обычно проявляется только в виде температурных инверсий стадийного или внутростадийного характера и фиксируется по данным изучения включений в минералах. Более детально формы проявления реювенации в геологических образованиях различного уровня организации будут рассмотрены ниже.

С учетом изложенного, приближение фронта расплавов к горизонтам уже состоявшегося на какой-то стадии формирования структур рудоотложения, влияние его теплового поля может быть установлено по ряду как прямых, так и косвенных признаков.

Прямыми признаками воздействия поднимающихся расплавов на интервал рудоотложения являются контактовый метаморфизм руд, сопровождающийся их прекристаллизацией, присутствие в син- или

пострудных магматитах измененных обломков руд или образование автомагматических брекчий, где наряду с обломками магматических пород, отвечающих по составу новой фазе расплавов, присутствуют фрагменты гидротермальных, обычно кварц-сульфидных жильных тел. К косвенным признакам могут быть отнесены специфические новообразованные минеральные фазы, проявление обратной зональности в их распределении в рудных телах или же во вмещающих породах, возникновение высокотемпературных газожидких включений в минералах руд, своеобразный (обычно морфологически сложный, объемный для перекристаллизованных и идиоморфный для новообразованных минералов) облик включений и их сложное фазовое состояние.

#### **ЗАВЕРШЕННЫЕ И НЕЗАВЕРШЕННЫЕ РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ**

На Северо-Востоке России рудные месторождения образуют 11 рудноформационных рядов, которые поименованы по наиболее представительным (базовым) рудным формациям [12]. В ходе изучения явления реювенации минералообразования на месторождениях ОЧВП, которое мы назвали аномальным или прогрессивным режимом развития [4,5,14,15], рудноформационные ряды были разделены на завершенные и незавершенные [13]. Появление последних, вероятно, связано с тем, что высокотемпературные процессы первичного минералоотложения и последующей регенерации продуктов минерагенеза не способствовали образованию низкотемпературных рудных концентраций. Месторождения незавершенных рядов (Табл.), в отличие от завершенных, характеризуются сравнительно резким повышением или же, по крайней мере, не снижением температур начала минералообразования в поздних стадиях рудного процесса по сравнению с началом отложения минеральных агрегатов в ранних стадиях. Проявления низкотемпературных рудных формаций (сурьмяные, ртутные и пр.) на площадях распространения незавершенных рудноформационных рядов обычно не развиты.

Основное, как правило промышленное, рудоотложение происходило до первой реювенации. Тем не менее, на крупных месторождениях серебряного (Дукат, ОЧВП) и золото-серебряного (Многовершинное, САВП) профиля, являющихся высокорейювенированными, перекристаллизация руд с образованием самородного серебра за счет первичных серебросодержащих минералов не вызвала существенного разрушения продуктивных ассоциаций и рассеивания рудных компонентов. Вместе с тем, отложение больших объемов новообразованных нерудных минералов (например, кварца на месторождениях Хаканджа и Ойра, ОЧВП) привело к заметному разубоживанию промышленных руд месторождений, входящих в состав незавершенных рудноформационных рядов.

Таблица. Незавершенные ряды рудных формаций ОЧВП

| Рудный комплекс             | Руднофационный ряд (по базовой формации) | Рудные формации ряда                                                                                              | Признаки явлений реювенации геологических процессов                                                                                                                                                | Примеры районов (месторождений)                                                   |
|-----------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| Олово-серебропорфировый     | Оловосеребряный                          | Оловосеребряная, сербросульфидная, оловосульфидная, полиметаллическая, золотосеребряная, золоторедкометаллическая | Внедрение К <sub>2</sub> гранитоидов, син- и пострудных даек кислого и основного состава, образование поздних гельвин-гранатовой, родонит-родохрозитовой ассоциаций, высокотемпературного кварца   | Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб (Дукат, Невское, Галимое, Труд)           |
| Медно-молибденпорфировый    | Золотосульфидный; Мо ветвь               | Золотосульфидно-кварцевая, золотосеребряная, молибденпорфировая                                                   | Внедрение К <sub>2</sub> - $\Phi$ <sub>2</sub> диоритов и гранодиоритов, отложение поздних магнетит-кварцевой ассоциации и высокотемпературного кварца                                             | Охотско-Колымский район (Нявленга, Осеннее, Хакандинское, Перевальное)            |
| Золотосульфидный            | Золотосульфидный; Си ветвь               | Золотосульфидно-кварцевая, золотосеребряная, меднопорфировая                                                      | Внедрение К <sub>2</sub> субвулканических интрузивов и гранитоидных тел, образование поздних эпидот-гранат-пренитовой ассоциации и высокотемпературного кварца                                     | Примагаданский рудный район (Ойра). Эргунейская зона (Сульфидное, Пряжка, Ржавый) |
| Золотосеребряный сульфидный | Золотосульфидный; Au-Ag ветвь            | Золотосеребряная, золоторедкометаллическая                                                                        | Внедрение малых тел К <sub>2</sub> щелочных гранитоидов, свит $\Phi$ даек основного и ультраосновного состава, образование поздних родонит-родохрозитовых ассоциаций и высокотемпературного кварца | Охотский рудный район (Хаканджа)                                                  |

#### ДИСКРЕТНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕЮВЕНАЦИИ

Дискретность является неотъемлемым свойством всех геологических процессов. На уровне рудных районов и узлов в вулканогенных поясах она проявляется в неоднократной активизации периферических магматических очагов и последовательном формировании отличающихся по составу вулканоплутонических комплексов; в стадийном развитии гидротермальной деятельности; в ритмичности минералоотложения; в зональном облике кристаллов и т.д. Это свойство, как известно, положено в основу разделения всех природных событий по времени их проявления.

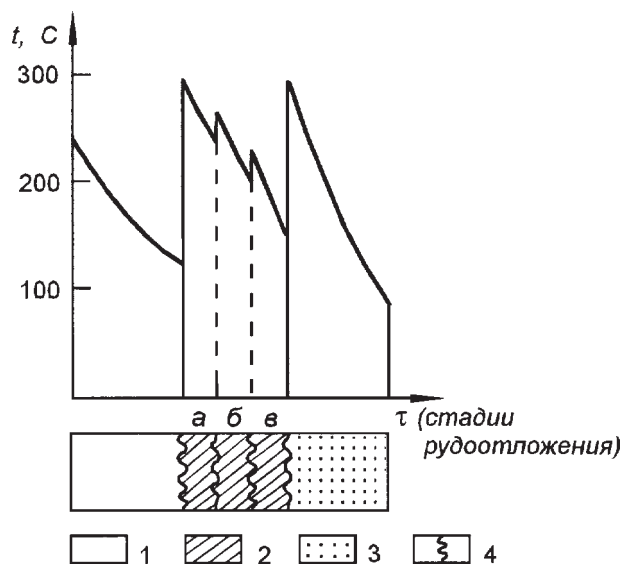
Наиболее распространенной формой проявления дискретности для рудных месторождений является стадийность их формирования. При этом стадийность гидротермального минералообразования проявляется на всем временном интервале развития месторождений, но реювенация (температурный всплеск) с нарушением последовательности рудоотложения, по-видимому, соответствует фазам тектоно-магматической активизации рудоносных геологических структур - извержениям эффузивов и пирокластики, а также внедрениям субвулканических тел и гипабиссальных гранитоидных массивов на площадях развития месторождений.

Реювенацию можно рассматривать как специфическую форму начала развития каждого интервала дискретного гидротермального процесса, когда разгрузка минералообразующих компонентов из растворов последующей стадии или этапа начинается с такого же или даже более высокого температурного уровня, чем предшествующий ей. Дискретность гидротермального минералообразования может иметь внутростадийный, стадийный и этапный характер.

Внутростадийная дискретность кристаллизации, с которой может быть связано появление высокотемпературных генераций одних и тех же минералов (в основном кварца) из растворов одной стадии минералообразования, по-видимому, обусловлена вариациями физико-химической обстановки в системе. Однако это обстоятельство, вероятно, следует рассматривать как результат изменения температуры и других физико-химических параметров, вызванного внутренними локальными причинами в действующей гидротермальной системе, но не связанного с широкомасштабными тектоно-магматическими процессами. Незначительное повышение температуры растворов, сопровождающееся кристаллизацией новых генераций минералов на временном интервале миграции гидротерм одной стадии минералообразования, может возникнуть в результате повышения давления и, как следствие, концентрации солей в растворах, изменения их кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала, наконец, оно может быть вызва-

но и экзотермическими реакциями рудоотложения, расслоением растворов, повышением скорости кристаллизации и др. Внутривременные перерывы в минералообразовании хорошо фиксируются по отличающимся температурным интервалам кристаллизации различных ассоциаций минералов, относящихся к одной стадии рудообразования (рис. 2, стадия 2 а,б,в; рис.3, стадия 2 а,б).

Особого интереса заслуживают ритмы прогрессивной температурной кристаллизации, зафиксированные



**Рис. 2.** Прогрессивный температурный режим формирования золото-серебряного месторождения Карамкен с внутривременной и стадийной реювенацией.

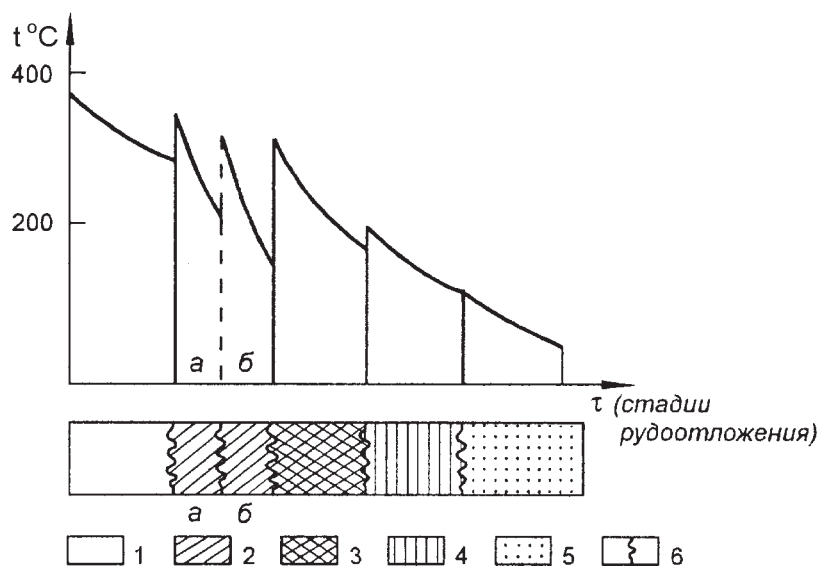
1-3 - стадии минералообразования: 1 - допродуктивная кварцевая: кварц-сульфидная ассоциация; 2 - продуктивная кварц-адулярная: золото-пиритовая (а), золото-сульфоантимонитовая (б) и селенидно-серебряная (в) ассоциации; 3 - послепродуктивная кварц-кальцитовая; кварцевая с адуляром ассоциация; 4 - перерывы в минералообразовании

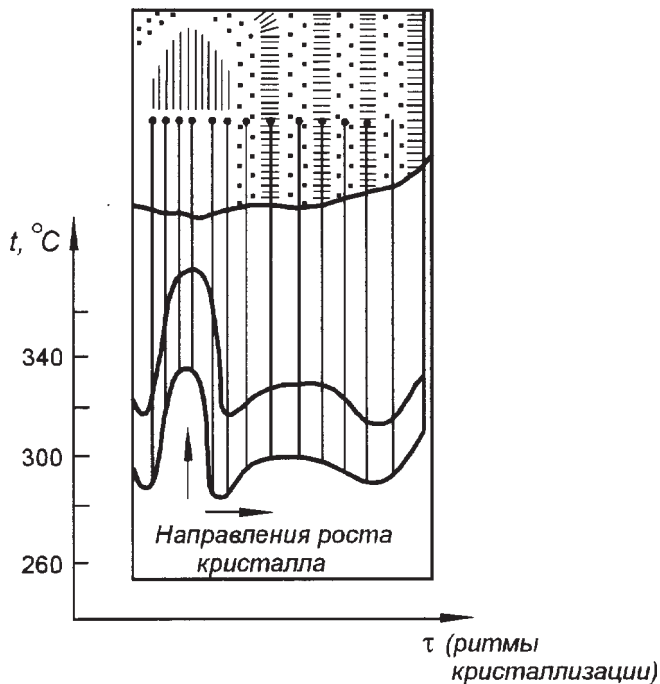
по гомогенизации газовой-жидких включений в крупнозернистом кварце из рудных тел практически всех изученных месторождений ОЧВП. Зоны роста в таких кристаллах очень четко выражены чередованием полос минеральной матрицы, обогащенной и (или) обедненной газовой-жидкими включениями. Кварц легко раскалывается по ослабленным границам зон роста, пересыщенным включениями, подобно минералам с совершенной спайностью. Такие обогащенные включения плоскости растущего минерала прямо указывают на резкую смену физико-химической обстановки в рудогенерирующей системе в течение одной стадии минералообразования, тем не менее, обычно, что характерно для ранних стадий, его формирование завершается при более низких температурах, чем начинается. Инверсионный режим температурной кристаллизации одностадийных моногенераций или даже рекуррентных генераций (без существенного изменения состава и свойств каждой последующей) шестовато-гребенчатого кварца на интервале одной стадии формирования месторождений, по-видимому, следует рассматривать как результат автоколебательных процессов в гидротермальной системе в этот временной отрезок.

Вместе с тем, на золото-серебряных месторождениях Дукаат (серебро-сульфидный тип) и Хаканджа (золото-аргентитовый тип) широко распространены кристаллы кварца или их агрегаты, внешние части которых, судя по газовой-жидким включениям, являются более высокотемпературными, чем внутренние (рис. 4 и 5). Можно предположить, что образование краевых зон этих кристаллов происходило уже в ходе реювенации минерализации, т.е. такие кристаллы возможно содержат информацию об условиях минералообразования, по крайней мере, двух этапов гидротермального процесса, разделенных тектоно-магматическим перерывом.

**Рис. 3.** Регрессивный температурный режим формирования золото-серебряного месторождения Агатовское с внутривременной и стадийной реювенацией.

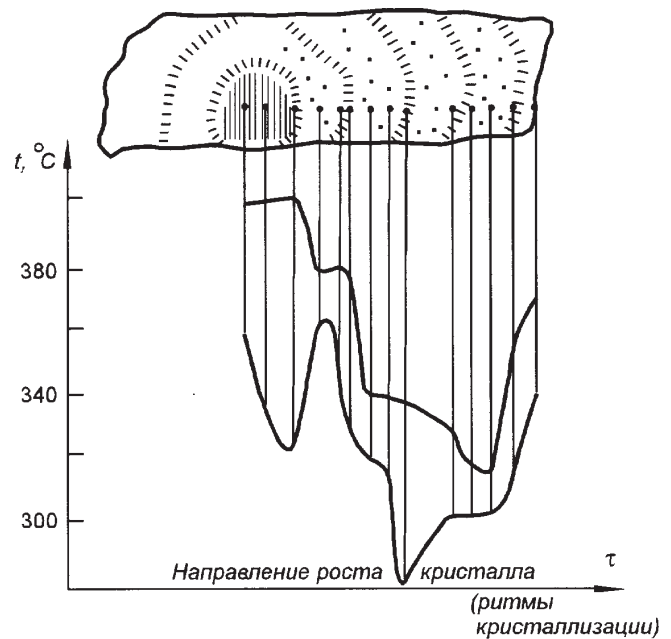
1-5 - стадии минералообразования: 1 - допродуктивная кварцевая: ассоциация метакolloидного колломорфного кварца; 2-4 - продуктивные золото(серебро)-сульфидные: 2а,б - минеральные ассоциации: галенит-сфалерит-кварцевая (а), золото-галенит-кварцевая (б); 3 - золото-марказит-кальцитовая; 4 - сульфидно-карбонатная; 5 - послепродуктивная кварцевая: барит-опал-халцедоновая ассоциация; 6 - перерывы в минералообразовании





**Рис. 4.** Температурные особенности образования кристалла кварца второго этапа формирования золото-серебряного (серебро-сульфидного типа) месторождения Дукаат. Поле между утолщенными линиями на графике - температурные интервалы гомогенизации включений в кварце в местах отбора препаратов

Стадийные процессы омоложения с нарушением последовательности минералоотложения (стадийная реювенация) характеризуют другой уровень проявления геологических событий. Общеизвестно, что стадией рудообразования называется отрезок времени, в течение которого происходила кристаллизация минералов определенного состава и который отделен перерывами минерализации от сопряженных ранней и более поздней стадий. Принято считать, что каждая последующая стадия рудообразования в общем случае должна быть более низкотемпературной. Это предположение отражает известное свойство горячих растворов отлагать минеральные парагенезисы по мере их охлаждения. Кажущаяся очевидность посылки отрицательно влияла на беспристрастность наблюдений за очередностью отложения минеральных парагенезисов. Исследователь, еще не выявив взаимоотношения ассоциаций, уже априори считал высокотемпературные минеральные агрегаты ранними, а низкотемпературные - поздними. Более того, если жилы и прожилки с высокотемпературными минеральными ассоциациями отчетливо пересекали низкотемпературные образования, это рассматривалось в качестве исключения (предполагались локальные экзотермические химические реакции в растворе или иные причины, вызвавшие высокотемпературную кристаллизацию). С этим ошибочным стереотипом рассуждений довольно часто приходится

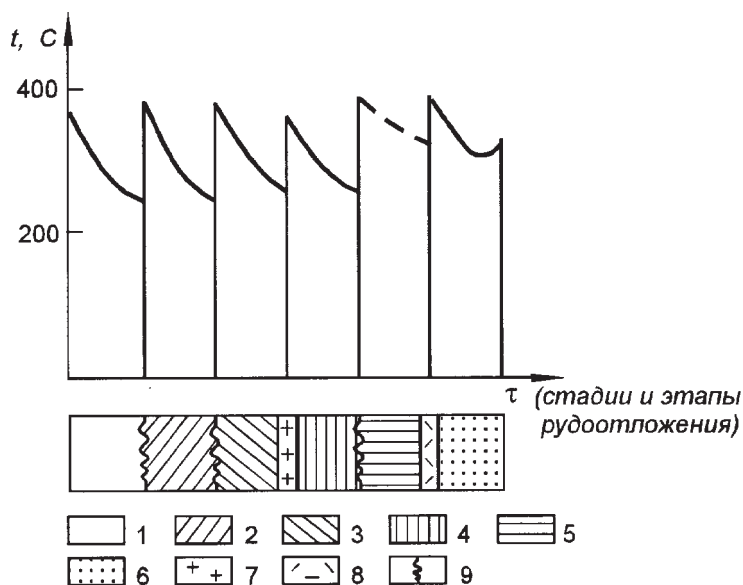


**Рис. 5.** Температурные особенности образования кристалла позднего кварца второго этапа формирования золото-серебряного (золото-аргентитового типа) месторождения Хаканджа. Поле между утолщенными линиями на графике - температурные интервалы гомогенизации включений в кварце в местах отбора препаратов

сталкиваться как в процессе исследования уже вроде бы изученных рудных месторождений, так и при ознакомлении с обширной отечественной и зарубежной литературой, посвященной физико-химическим условиям минералообразования на рудных месторождениях вулканогенного класса.

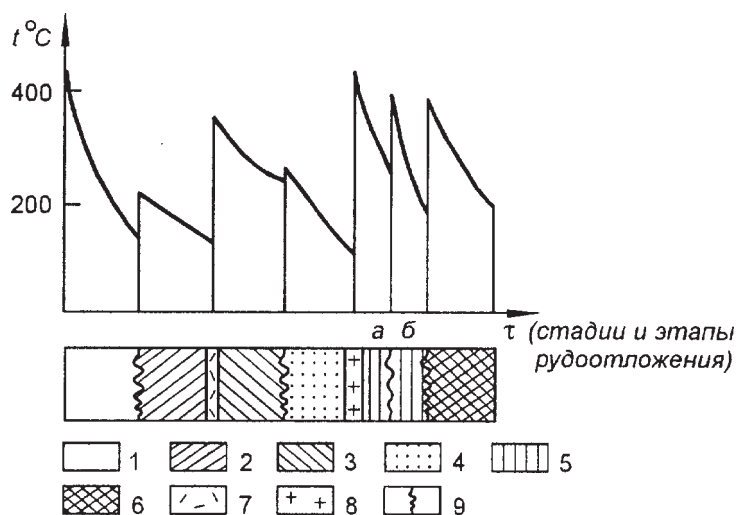
Общая схема стадийно развивающегося рудоотложения и для в целом регрессивного по температурному признаку (см. рис.3), и для прогрессивного (рис.6 и 7) гидротермального процесса в части поведения температуры принципиально не отличается, поскольку и в том, и в другом случаях кристаллизация минеральных фаз последующей стадии начинается с более высокой температуры, чем минералов конца предыдущей стадии. Однако в случае реювенации, как процесса, обусловленного проявлением дополнительных мощных источников энергии, температурный уровень начала новой стадии минералообразования обычно значительно выше, чем начала предыдущей. Причины этого обстоятельства также могут быть различны, но главными из них, по-видимому, являются тепловые потоки последовательно внедрявшихся субвулканических интрузивов и гипабиссальных гранитоидных массивов, завершивших формирование вулканоструктур ранней стадии формирования ОЧВП.

Природа этапной реювенации гидротермального минералообразования отчетливо связана с форми-



**Рис. 6.** Прогрессивный температурный режим формирования золото-серебряного месторождения Дукаат со стадийной и этапной реювенацией.

1-3 - стадии раннего (допоясового) этапа рудообразования: допродуктивная кварц-хлоритовая (1) и продуктивные сульфидно-полиметаллическая с серебром (2), кварц-адуляр-акантит-сульфосоляная (3), 4-5 - стадии второго этапа рудообразования - силикатно-карбонатная стадия: продуктивная родонит-родохрозитовая с серебром (4), послепродуктивная гельвин-гранатовая (5); 6 - стадия третьего этапа рудообразования - призматического кварца: кварцевая ассоциация; 7-8 - границы этапов: внедрение биотитовых лейкогранитов  $K_2$  (7), субвулканического тела риолитов  $K_2$  (8); 9 - перемены в минералообразовании



**Рис. 7.** Прогрессивный температурный режим формирования золото-серебряного месторождения Ойра с внутримагматической, стадийной и этапной реювенацией.

1-2 - стадии первого этапа рудообразования: допродуктивная кварцевая, адуляр-кварцевая ассоциация (1), продуктивная кварц-силикатная, кварц-гидрослюдисто-хлоритовая с золотом и серебром ассоциация (2), 3,4 - стадии второго этапа рудообразования: продуктивная кварц-силикатная, адуляр-кварцевая с золотом и серебром ассоциация (3); послепродуктивная кальцитовая (карбонатная) ассоциация (4); 5,6 - стадии заключительного этапа минералообразования: допродуктивная кварц-силикатная: кварц-турмалиновая (а), эпидот-гранат-пренитовая (б) ассоциации; 6 - продуктивная кварц-сульфидная, кварц-пиритовая с золотом ассоциация. 7-8 - границы этапов рудообразования: внедрение субвулканического тела трахириолитов  $K_2$  (7), массива лейкократовых гранитов  $K_2$  (8); 9 - перемены в минералообразовании.

рованием вулканоплутонических продуктов, характеризующих последовательное развитие разноранговых структур ОЧВП и его основания. Наиболее представительно и масштабно проявлены вулканоплутонические ассоциации в структурах внешней зоны центрального фрагмента ОЧВП - Тауйско-Чаунской аркоклинали [1], характеризующая раннюю стадию развития пояса. В рифтогенных структурах типа Балыгычано-Сугойского прогиба, зарождение которых началось в период общей инверсии Яно-Колымского пояса и его коллизии с Алазейско-Олойской системой, формирование вулканоплутонических ассоциаций началось еще в допоясовое время (апт-первая половина альба), а основное серебротложение, по-видимому, произошло уже в период возникновения ОЧВП (конец альба-начало сеномана). Сложная история тектономагматического развития Балыгычано-Сугойской структуры привела к появлению целого ряда вулканоплутонических комплексов, образование каждого

из которых сопровождалось и завершалось гидротермальной деятельностью [6], а также реювенацией минерализации. Вместе с тем, крупные концентрации полезных компонентов характеризуют далеко не каждый тектономагматический акт. Эпизодическое проявление магматогенного гидротермального рудоотложения, вероятно, связано с масштабом вулканоплутонических процессов, составом магматитов, геохимическими свойствами вмещающих пород и физикохимическими особенностями развития гидротермальных систем в пространстве и во времени.

В этой связи представляется интересным рассмотреть еще одну форму проявления реювенации, которая была нами выявлена при сопоставлении разновременных месторождений, относящихся к различным рудным формациям, но приуроченных к сближенным вулканоплутоническим структурам. Происходящие в таких геологических условиях преобразования относительно более ранних и формирование новых

рудных концентраций хотя и происходят в различных локальных структурах, тем не менее, причина этих процессов одна - тектоно-магматическая активизация рудного узла. Изученные месторождения могут быть сопоставлены по ряду минералого-геохимических характеристик. Последние, свидетельствуя о процессах регенерации руд, несут в себе также информацию о реювенации, как повторении температурных условий рудообразования в двух соседних структурах, что отчетливо видно при изучении особенностей минеральных парагенезисов металлогенически разнопрофильных месторождений. Такие взаимоотношения продуктов последовательного рудообразования в смежных структурах также являются следствием этапной реювенации, когда тепловые ореолы различных по составу магматических комплексов, последовательно сменяющих друг друга и проявляющихся на соседних площадях, оказывают прямое метаморфизирующее воздействие на уже ранее сформированные месторождения рядом расположенной структуры и, вместе с тем, унаследуют их отдельные минералого-геохимические признаки.

В качестве примера рассмотрим некоторые особенности золото-серебряного месторождения Дукат и несколько позже сформированного, расположенного юго-восточнее, олово-серебропорфирового месторождения Невское (рис.8).

Вмещающие толщи, слагающие район месторождения Дукат, представлены вулканогенно-осадочной угленосной молассой нижнего мела (допоясовой). Для рудного поля месторождения наиболее характерны риолиты, трахириолиты, игнимбриты с прослоями и линзами кислых туфов (аскольдинская свита). Интрузивные продукты магматического очага образуют разновозрастную контрастную серию пород - субвулканических тел риолитов и трахириолитов, крупно- и среднезернистых субщелочных порфировидных биотитовых лейкогранитов, даек андезибазальтов и базальтов. Массив позднемеловых лейкогранитов (омсукчанский комплекс), с внедрением которого связаны метаморфизм руд раннего этапа, регенерация минеральных ассоциаций и, в конечном итоге, реювенация месторождения, установлен на глубине до 1,5 км.

В дукатских жильных рудах с поясовыми текстурами ранние минеральные сообщества по своему составу и последовательности образования мало чем отличаются от аналогичных сообществ других месторождений ОЧВП, сформированных в регрессивном (со снижением температур от ранних стадий к поздним) режиме. Высокотемпературные родонит-родохрозитовая, гельвин-гранатовая и друзовидная кварцевая (призматического кварца) минеральные ассоциации второго этапа рудоотложения приурочены к центральным частям жил и отчетливо наложены на более ранние и более низкотемпературные кварц-адуляро-

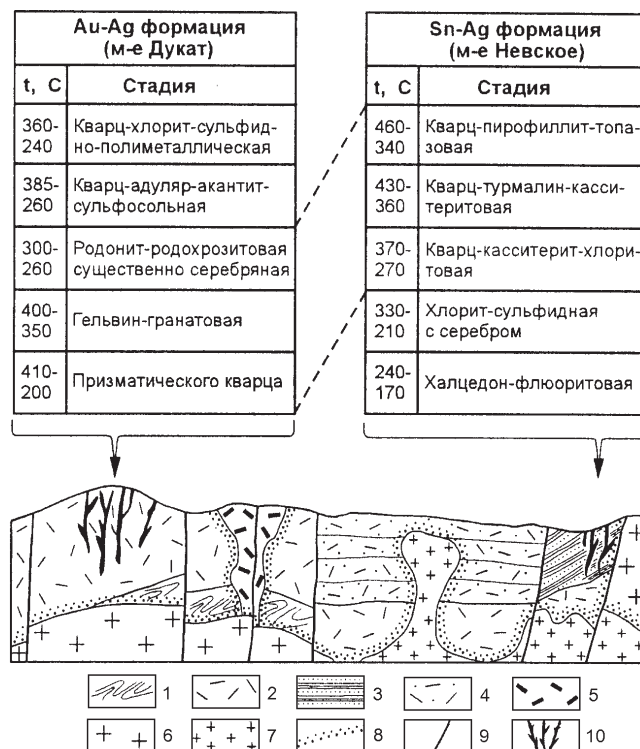


Рис. 8. Обобщенная модель формирования золото-серебряных и олово-серебряных порфировых месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (на примере месторождений Дукат и Невское).

1 - терригенные складчатые толщи мезозойского возраста (верхоянский комплекс); 2 - риолиты, игнимбриты риолитов, трахириолиты, туфы K<sub>1</sub> (аскольдинская свита); 3 - алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты K<sub>1</sub> (айгурская свита); 4 - андезиты, игнимбриты дацитов K<sub>1</sub>, игнимбриты риодацитов K<sub>2</sub> (каховская и шороховская свиты); 5 - субвулканические трахириолиты и риолиты K<sub>1</sub> (аскольдинский комплекс); 6 - биотитовые лейкограниты K<sub>2</sub> (омсукчанский комплекс); 7 - субвулканические тел риолитов и трахириолитов, крупно- и среднезернистых субщелочных порфировидных биотитовых лейкогранитов, даек андезибазальтов и базальтов; 8 - зоны контактового метаморфизма; 9 - разрывные нарушения; 10 - рудные тела.

В колонках стадии минералообразования приведены от ранних к поздним (сверху вниз).

вую с акантитом, сульфосолями серебра и самородным серебром, сульфидно-полиметаллическую и кварц-хлоритовую минеральные ассоциации. При этом в парагенезисе с кварцем поздней ассоциации (родонит-родохрозитовой) отмечено, по-видимому, преотложенное самородное золотистое серебро (до 60-100 частей золота на 1000 частей серебра).

Ограниченность масштабов перекристаллизации ранних ассоциаций рудных тел месторождения Дукат предположительно объясняется тем, что энергетическая мощь новой фазы возбуждения теплового поля, вызванного внедрением гранитоидного расплава, была недостаточной для полного преобразования руд, но смогла обеспечить высокотемпературное ми-

нералообразование на завершающих стадиях гидротермального процесса на Дукатском месторождении.

Для рудного поля олово-серебропорфирового месторождения характерны также нижнемеловые отложения, но вулканогенно-осадочного профиля: алевриты и песчаники с прослоями и линзами аргиллитов, гравелитов и конгломератов (айгурская свита) [6]. В осадочную толщу внедрены позднемеловые и, тем не менее, разновозрастные лейкократовые граниты, субвулканические тела кислого состава, дайки фельзитов и долеритов.

Рудное поле месторождения Невское вытянуто в субмеридиональном направлении вдоль границы с интрузивным телом, идентичным по составу и возрасту с нескрытым массивом лейкогранитов (омсукчанский комплекс) дукатского рудного поля. Граница рудного поля с массивом тектоническая. В обрамлении рудного поля широко распространены позднемеловые, выходящие на поверхность и морфологически сложные субвулканические тела невадитовых риолитов (шороховский комплекс), которые на глубине, вероятно, представляют собой единое, достаточно крупное интрузивное тело. Вероятно с этим телом генетически связано олово-серебропорфировые руды месторождения Невское.

Породы, вмещающие оруденение, интенсивно замещены кварцем, турмалином, пиррофиллитом. Местами встречаются диомортерит и топаз. Весьма разнообразен комплекс рудных минералов: касситерит, вольфрамит, разнообразные сульфиды, в т.ч. станнин, блеклые руды, минералы серебра и др. Выделение стадий и этапов минералообразования на месторождении крайне затруднено из-за отсутствия надежных структурно-морфологических и минералого-геохимических реперов. Тем не менее, нами с достаточной уверенностью выделены (от ранних к поздним) кварц-пиррофиллит-топазовая, кварц-турмалин-касситеритовая, кварц-касситерит-хлоритовая, хлорит-сульфидная с серебром и халцедон-флюоритовая стадии. Состав минеральных ассоциаций и данные термометрического изучения кварца, топаза, касситерита и флюорита указывают на в целом регрессивный по температурному признаку характер развития рудообразующих процессов.

Влияние более молодых магматических очагов, сформировавших порфировые интрузивы и обусловивших наложение генетически связанной с ними олово-серебродной минерализации, на «допорфировое» золото-серебряное (серебро-сульфидный тип) оруденение месторождения Дукат фиксируется по составу реювенированных минеральных ассоциаций и по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в позднем кварце.

Хорошо видна корреляция ранних ассоциаций (кварц-пиррофиллит-топазовой, кварц-турмалин-касси-

теритовой и кварц-касситерит-хлоритовой) месторождения Невское с поздними реювенированными ассоциациями (родонит-родохрозитовой, гельвин-гранатовой и кварцевой) золото-серебряного месторождения Дукат. Причем коррелируются не только температуры минералообразования, но и силикатный профиль жильных минералов, а также серебряный и оловянный - рудных комплексов. Примесь олова характерна для поздних сульфидов Дукатского месторождения [10]. Сопоставление этих объектов позволяет сделать вывод о некотором опережении процессов рудоотложения на золото-серебряном месторождении по сравнению с олово-серебропорфировым. Вероятно, это связано с тем, что общий для рудных узлов длительно существующий тепло- и магомгенерирующий очаг после периода относительного покоя пришел в новую фазу возбуждения одновременно с частичной сменой профиля металлоносности гидротерм. Последнее может быть обусловлено вовлечением в магомобразование в периферическом очаге осадочных толщ, обогащенных, помимо серебра, оловом и полиметаллами.

Однако уверенно выделить на Дукатском месторождении минеральные комплексы третьего этапа рудоотложения, генетически связанного со становлением субвулканических тел невадитовых риолитов Невского рудного поля и, тем более, с отчетливыми признаками реювенации минералообразования, пока не удастся. Хотя не исключено, что стадия высокотемпературного призматического кварца на Дукатском месторождении по времени образования отвечает началу гидротермального процесса на площади Невского рудного поля.

Изложенное, тем не менее, позволяет сделать вывод о том, что минеральные ассоциации раннего этапа формирования Дукатского месторождения подверглись процессам регенерации, как минимум, дважды. Также дважды происходила реювенация условий рудообразования. Первая регенерация была связана с внедрением не выходящих на поверхность субщелочных биотитовых лейкогранитов омсукчанского комплекса непосредственно в пределы дукатского рудного поля, вторая - вероятно с внедрением невадитовых и фельзитовых риолитов шороховского комплекса, широко распространенных в районе, с многочисленными выходами, хотя и не в пределах площадей рассматриваемых месторождений, но, тем не менее, в их ближайшем обрамлении. Таким образом, процесс формирования рудных тел олово-серебропорфирового месторождения Невское, генетически связанный с субвулканическим магматизмом, одновременно находит отражение и как событие этапной реювенации условий рудообразования на соседнем, несколько ранее сформированном золото-серебряном (серебро-сульфидном) месторождении Дукат (см. рис.8).

Очевидных следов температурного воздействия на руды как Дукатского, так и Невского место-



рождений тепловых потоков заключительного для района базальтоидного магматизма (третий этап реювенации) не выявлено, хотя многочисленные факты разгерметизации газовой-жидких включений в минералах рудных тел, рассеянных дайками базальтов, и, следовательно, очередного разогрева рудовмещающей среды известны. Не исключено, что для одних вулканоплутонических структур роль тепловых потоков базальтоидных очагов носила созидательный (рудоконцентрирующий) характер, для других - разрушительный, приводя к рассеиванию полезных компонентов. Косвенным доказательством этого предположения может служить выявление многочисленных, в т.ч. и перспективных геохимических аномалий в, тем не менее, фактически безрудных вулканоструктурах.

Явления этапной реювенации с повторением условий рудообразования и нарушением естественной последовательности отложения минералов установлены также на золото-серебряном месторождении Хаканджа, где, однако, низкотемпературных стадий гидротермального процесса, ответственных за рудоотложение, вообще не было, а отложение типичных для близповерхностных проявлений ритмично-полосчатых, обычно рудоносных агрегатов происходило в ходе снижения температуры растворов в течение ранних стадий, но, тем не менее, при достаточно высоких температурах (не менее 220°C). Второму, реювенированному этапу рудообразования вероятно отвечает большеобъемное отложение безрудных кварцевых и кварц-карбонатных агрегатов, завершающих формирование жильных тел в рудном поле.

На некоторых месторождениях районов Приморья (Многовершинное) рудный процесс прерывался или завершался отложением высокотемпературного (более 400 °C) кварца и скарноидных минеральных парагенезисов (гельвин-гранатового, кварц-турмалинового, эпидот-гранат-пренитового), что связано с внедрением крупной интрузии диоритов и диорит-порфиоров. Тектоно-магматическая активизация района и здесь предопределила повторение условий высокотемпературного рудообразования (реювенацию) на заключительном этапе формирования месторождения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из приведенного, на достаточно представительном фактическом материале нам удалось показать возможность развития различных типов реювенации (внутристадийной, стадийной и этапной), вызванной разогревом гидротермальных растворов при вулканоплутонических процессах, по комплексу признаков: изменению состава минеральных ассоциаций, проявлению специфического околорудного метасоматоза, консервации высокотемпературных растворов в виде многофазовых включений в поздних минералах [5]. Таким образом, омоложение гидротер-

мальной деятельности, сопровождающееся высокотемпературным минералообразованием, так же как и привычное для геологов рудоотложение с понижением температуры растворов, представляется явлением вполне закономерным для рудных месторождений континентальных вулканогенных поясов.

Суждения о появлении новых или же активизации уже существующих рудогенерирующих очагов, как правило, основаны на обнаружении «чуждых», обычно высокотемпературных минеральных ассоциаций, например, олово-серебряных или олово-полиметаллических среди золото-серебряных; гельвин-гранатовых среди серебряных и полиметаллических. Вместе с тем, достаточно часто указанием на омоложение гидротермального процесса служат лишь данные термобарогеохимического изучения минеральных сообществ. При этом о резком изменении физико-химической обстановки в рудообразующей системе свидетельствуют не только более высокие температуры растворов следующего этапа рудоотложения, но и повышенные солевые концентрации гидротерм, отличные от растворов предыдущей стадии состава жидкой и газовой фаз, их агрегатное состояние, а также набор чуждых для эпитеpmальных месторождений элементов-примесей в минералах и сухих остатках водных вытяжек из них.

Описанные явления реювенации гидротермальных систем, обычные (закономерные) для вулканогенных поясов, длительное время рассматривались в качестве единичных (исключительных) фактов или же не замечались вообще. Вместе с тем, невыразительность признаков низкотемпературного минералообразования и тем более рудоотложения оказалась характерной не только для отдельных полей и узлов, но и для крупных рудных районов в целом. Например, несмотря на обширные ореолы ртути и сурьмы, в пределах многих районов практически не известны месторождения этих элементов. Так, на значительной площади ОЧВП (от Охотского кратонного массива до Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба) не обнаружено ни одного месторождения ртути, сурьмы, флюорита, хотя рассеянные незначительные («бескорневые») скопления киновари, антимонита и флюорита фиксируются в аргиллизитовых «шляпах» и в пропилитах рудных полей порфириновых, золото-серебряных и серебряных месторождений. Иными словами, в этих районах на постаккреционном этапе не существовало устойчивых благоприятных условий для отложения низкотемпературных минеральных парагенезисов в значительных объемах [12,13].

Из сказанного следует, что при всем разнообразии причин реювенации главной и типоморфной для вулканогенных месторождений, по-видимому, является закономерная смена сравнительно кратковременного, но, вместе с тем, дискретно развивающегося

вулканизма длительными и тоже прерывистыми процессами внедрения и становления интрузивных тел (субвулканических и полнокристаллических). В частности, неизбежность этого геологического процесса подчеркивалась Е.К. Устиевым [19] на примере анализа выделенных им вулканоплутонических формаций. Широкое распространение пострудных или интравулканических даек андезитобазальтов в пределах вулканогенных месторождений указывает на приближение фронта базальтовых магм, вносящих свой энергетический вклад в преобразование минеральных комплексов рудных объектов, что уже отвечает новому, завершающему тектоно-магматическому этапу формирования вулканогенного пояса. Не исключено, что и этот этап развития вулканогенных поясов сопровождался гидротермальным рудообразованием и формированием пока еще не выявленных месторождений, но уже многометаллогенического профиля - возможно медного, медно-никелевого с платиноидами или уранового. Примеры таких месторождений известны во многих вулканогенных провинциях мира.

Для эпitherмальных месторождений завершенных и незавершенных рудноформационных рядов, как реювенированных, так и сформированных по схеме стадийной температурной регрессии, типичны кальдерные и вулканокупольные структуры. Рудогенерирующие источники этих месторождений, судя по их тесной пространственной и временной связи с андезитобазальтовым вулканизмом [11], являются достаточно глубинными. Учитывая, что обычно месторождения размещены по периферии отрицательных (кальдерообразных) структур, выполненных игнимбритами и поздними платобазальтами, мы полагаем возможным гидротермальную деятельность в пределах этих рудных полей, в частности, Дукатского рудного района генетически связать с эффузивно-интрузивными циклами. Мощные метасоматические изменения и отложение руд начального этапа представляется обоснованным рассматривать как события, одновременные с полистадийным процессом образования риолитов и игнимбритов ранней осадочно-вулканогенной серии свит (омсукчанской) и ее интрузивных аналогов. Рудоотложение второго этапа есть все основания разделить на два подэтапа. Оба они отвечают периоду накопления вулканогенно-осадочных образований кэнской серии свит, но первый генетически связан с омсукчанским гипабиссальным интрузивным (гранитным) комплексом, а второй - с несколько более поздним субвулканическим (риолитовым) шороховским. И, наконец, слабо выраженную гидротермальную деятельность, отвечающую третьему этапу становления вулканоплутонических структур, по-видимому, можно увязать с этапом позднего базальтоидного магматизма, продуктами которого явились малые субвулканические интрузивы (дайки, штоки) преимущественно

базальтового состава джагынской серии (в дукатском рудном районе), которые часто секут рудные тела.

Инверсионное повышение температур кристаллизации позднего кварца в рудных телах ряда месторождений других структур ОЧВП, что уже отмечалось ранее, вероятно является следствием заключительной вспышки магматизма и связанного с этим разогрева гидротермальной системы перед ее окончательным закрытием. Возрастание температур в гидротермальной системе, помимо уже рассмотренных, можно объяснить и иными причинами: в частности, закупоркой значительной части сквозных (выходящих на поверхность) трещин.

Мы предложили объяснение фактов прогрессивного (в части общего изменения температурной обстановки) режима рудообразования, сопровождающегося реювенацией минералообразующих систем как закономерного процесса, не выходя за рамки традиционных представлений о связи гидротермальной деятельности с магматизмом. Тем не менее, не исключено, что рассмотренное явление отражает и какие-то иные, более глубокие генетические особенности вулканогенного рудообразования.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стереотипное мышление, ставшее основной причиной выделения на месторождениях ранних - как высокотемпературных и поздних - как низкотемпературных минеральных ассоциаций, привело к накоплению огромного некорректно проинтерпретированного фактического материала. Эта интерпретация вытекает из предубежденности в жесткой направленности стадий (этапов) рудообразования по схеме от высокотемпературных к низкотемпературным. Между тем, как показали проведенные исследования, формирование гидротермальных месторождений, имея дискретный характер, отличается еще и внутростадийной, стадийной и этапной реювенацией минерализации со всеми свойственными этому явлению признаками. Обнаружение и описание реювенации гидротермальных процессов возможно только путем изучения взаимоотношений магматитов и рудных тел, выявления характера пересечения одних жильно-прожилковых минеральных ассоциаций другими, исследования их температурных и других физико-химических особенностей образования по газовой-жидким включениям в минералах, наконец, соотнесения этих данных с регионально-геологической спецификой рассматриваемых рудоносных территорий и событиями, обеспечившими их современный облик.

В настоящей работе рассмотрены особенности образования месторождений завершенных и незавершенных рудноформационных рядов. Формирование первых происходило в стадийном, в целом регрессивном температурном режиме; вторых - в прогрессив-

ном, с резким повышением температур гидротерм к началу новой стадии или этапа минералообразования. Месторождения второй группы представляют собой реювенированные объекты, на преобразование (омоложение) которых существенное влияние оказала тектоно-магматическая активизация структур их основания. На территории ОЧВП площадь распространения золото-серебряных, олово-серебропорфировых, медно-(молибден)-порфировых и золото-редкометалльных месторождений с явными признаками реювения охватывает юго-западную часть Тауйско-Чаунской аркоклинали ОЧВП и примыкающую перивулканическую зону.

Постаккреционная активизация обеспечила здесь формирование многостадийно развивавшихся вулcano-плутонических комплексов с характерным для них металлогеническим профилем и непостоянным, часто прогрессирующим температурным режимом рудоотложения. Для таких районов явления реювения гидротермального минералообразования скорее рассматривать как закономерность, чем исключение.

Слабая насыщенность реювенированными месторождениями перивулканической зоны (см. рис. 1) свидетельствует, скорее, о недостаточной изученности этой территории, чем об их отсутствии.

Причины реювения различны. Однако нет сомнений, что это энергетически сложный и направленный процесс, имеющий для всех стадий и этапов формирования месторождений общую тектоно-магматическую природу. Изучение этого явления может оказаться весьма эффективным как в научном плане в связи с выделением многочисленных и разновозрастных «горячих точек» на поверхности Земли, обусловленных деятельностью мантийных струй (плюмов), так и в прикладном, поскольку месторождения с проявленными и продвинутыми процессами прогрессивной реювения развиваются как комплексные и большеобъемные. По крайней мере, в крупнейших тихоокеанских олово-серебряных провинциях отмечено устойчивое сочетание олово-серебро-порфирового оруденения с более ранним и низкотемпературным золото-серебряным (серебро-сульфидным) оруденением [16]. Вместе с тем, смежные рудные районы с преимущественно регрессивной реювением нередко характеризуются высокой золотоносностью.

Рассмотренные нами явления реювения касаются только гидротермальных рудных месторождений, формирующихся, как известно, в пределах верхней части земной коры. Однако интенсивность и направленность процессов преобразования и размещения рудного вещества в земной коре заслуживают самого пристального внимания. В приведенных примерах реювения оставила свои следы и хорошо читается на уровне микроритмов (зоны роста в кристаллах), макроритмов

(стадийные минеральные ассоциации) и мегаритмов (тектоно-магматические этапы и связанное с этим образование завершенных и незавершенных рядов рудных формаций). Следует также иметь в виду, что из всех геологических объектов наиболее изученными являются рудные месторождения, и потому обнаружение геологических, минералого-геохимических и физико-химических свидетельств реювения минералообразования здесь не представляет больших трудностей, а необходимость их углубленного исследования, что мы постарались показать, очевидна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту 98-05-64454.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. Белый В.Ф. Крайне-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.
3. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т.2. 456 с.
4. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 204 с.
5. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 220 с.
6. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:50000. Дукацкий горнорудный район. Объяснительная записка. Ответ. исп. А.Э.Ливач. Ред. М.Л.Гельман. Магадан. 1989. 513 с.
7. Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 491-543.
8. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 546 с.
9. Рундквист Д.В. Эпохи реювения докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудн. месторожд. 1993. Т. 35, № 6. С. 467-480.
10. Савва Н.Е. Принцип эволюционной систематики минералов серебра. Магадан. 1995. 50 с.
11. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
12. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: ДВО АН СССР, 1987. 86 с.
13. Сидоров А.А. О незавершенных рядах рудных формаций на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 6. С. 1405-1408.
14. Сидоров А.А., Гончаров В. И. и др. К особенностям вулканогенного гидротермального рудообразования // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 6. С. 1397-1399.
15. Сидоров А.А., Гончаров В.И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на примере месторождений Востока СССР) // Геология рудн. месторожд. 1979. Т. 21, № 3. С. 19-26.
16. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А., Н.Е.-Савва, В.И.Копытин, Д.Н.Сафронов, В.И.Найбородин, В.И.Гончаров. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

17. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969, 687 с.
18. Тернор Ф.С. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений центральной Боливии // Проблемы эндогенных месторождений. М.: ИЛ, 1964. С.167-192.
19. Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161-182.
20. Фатьянов И.И., Мельникова Л.В. Температурные особенности растрескивания кварцев некоторых золоторудных месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока // Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: Изд-во Дальневосточного филиала АН СССР, 1968. С. 234-241.
21. Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957. С. 63-81.
22. Buddington A.F. High-temperature mineral associations at shallow depths // Econ. Geol. 1935.V. 30. P. 205-222.
23. Nash J. T., Cunnigaham J. R. Fluid inclusion studies of the feldspar and gold deposits. Jamestown District, Colorado // Econ. Geol. 1973. № 8. P. 191-205.

Поступила в редакцию 31 июня 1998 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

***V.I.Goncharov, A.A.Sidorov***

### **Rejuvenation of deposits of volcanogenic belts**

Under analysis are the peculiarities of discrete formation of complete and incomplete series deposits of ore assemblages of volcanogenic belts as exemplified by the Russian Northeast. The complete series include deposits different by their temperature characteristics, low-temperature deposits inclusive. The incomplete series do not comprise the latter group. The deposits of complete ore-formation series were generally developing according to the stage-by-stage, monophasic scheme of ore genesis without any considerable rise in temperature by the beginning of every new phase of their formation under conditions of gradual cooling of mineral-forming environments. The formation of incomplete-series deposits was also of stage-by-stage but polyphasic character and occurred in the conditions of rejuvenation of mineralization with a sharp increase in temperature by the beginning of the next phase, stage, with a discontinuity in crystallization and appearance of a specific high-temperature mineral complex. An appreciable temperature rise of hydrotherms was due to repeated tectono-magmatic activation of the ore region.

**ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ  
ОКТЯБРЬСКОГО РАЙОНА ПРИАМУРЬЯ*****И.Ю.Громаковский, В.А.Степанов****Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г.Благовещенск*

На примере рудопроявления Желтулак рассмотрены типы золотого оруденения в карбонатных толщах Приамурья. Проведен сравнительный геохимический и петрохимический анализ руд и вмещающих карбонатных пород изучаемого рудопроявления и золоторудного месторождения Карлин, Невада, США. Установлена тенденция обогащения минерализованных доломитов компонентами глинисто-гидрослюдистой составляющей (калий, алюминий) и рудными элементами. Рудные тела представлены полосчатыми или брекчированными доломитами с жильной золото-полиметаллической, линзовидной золото-магнетит-пирротиновой и вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализацией. Они занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе карбонатной толщи. Руды характеризуются свободным высокопробным золотом различных классов крупности в ассоциации с киноварью. Золото-пирит-арсенопиритовое оруденение Желтулакского рудопроявления похоже на руды месторождений карлинского типа, особенно на карбонатные руды Воронцовского месторождения Урала. Делаются выводы о перспективах выявления золотого оруденения в карбонатных толщах Приамурья.

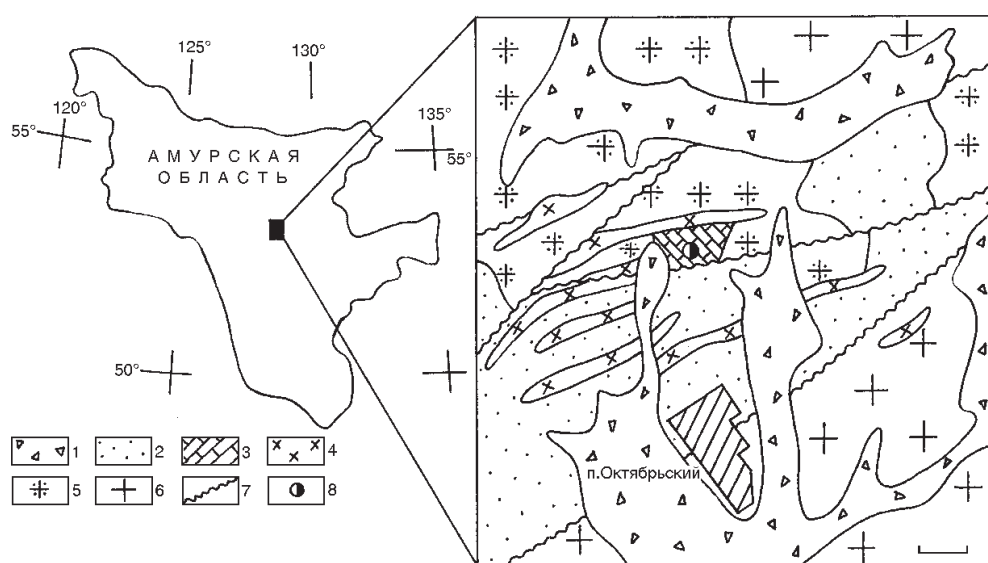
Приамурская золотоносная провинция приурочена к зоне коллизии Становой складчато-блоковой системы и Буреинского срединного массива [4]. В ней широко развито золотое оруденение позднемезозойского возраста и россыпи. При проведении научно-исследовательских работ в пределах Октябрьского золотоносного узла нами было изучено золотое оруденение в доломитах венд-кембрийского возраста. Наряду с другими типами установлено оруденение, сопоставимое по ряду признаков с карлинским.

Октябрьский рудный узел располагается в пределах Мамынского выступа (Буреинский срединный массив), представляющего собой выступ гранитизированного основания Умлекано-Огоджинского вулканического пояса [5]. Площадь узла составляет 2500 км<sup>2</sup>. Здесь расположены многочисленные месторождения россыпного золота, в том числе с запасами более 10 тонн. За десятилетия проведения поисковых, разведочных и эксплуатационных работ на площади узла добыто порядка 50 тонн золота, но выявленные мелкие проявления рудного золота не адекватны богатым россыпям. Это объясняется, на наш взгляд, тем, что поиски проводились, главным образом, на оруденение кварцево-жильного и скарнового типов (В.Н. Родионов, 1962; В.А. Рыбалко и др., 1984). Возможность выявления других, нетрадиционных типов оруденения ранее не рассматривалась.

В Октябрьском рудном узле нами выделено Желтулакское рудное поле, перспективное на выявление золотого оруденения в карбонатных толщах (рис.1). В геологическом отношении ему отвечает область развития терригенно-карбонатных пород венд-кембрийского возраста. Часть его ранее выделялась В.А.Рыбалко под названием Широкинское рудное поле (В.А.Рыбалко и др., 1984). В ходе проводимых нами исследований на одном из участков рудного поля в районе сопки Известковой на рудопоявлении Жел-

тулак детально изучены состав и золотоносность слагающих его карбонатных образований. Последние в виде пластов метаморфизованных доломитов в толще кварцево-сланцевых сланцев и полевошпат-кварцевых метапесчаников слагают кровлю массива палеозойских гранитоидов. Среди терригенно-карбонатных пород встречаются редкие пластовые тела метавулканитов основного состава. Залегание пород субширотное моноклиальное с падением на север под углами 25-45°. На отдельных участках моноклиальность осложнена поперечными флексурными изгибами северо-восточного направления. Кроме этого, наблюдаются согласные простирающие породы мелкие изоклиальные складки с преимущественно крутыми (75°-85°) углами падения крыльев.

Доломиты макроскопически представлены плотными кристаллическими мелко-среднезернистыми породами преимущественно белого цвета с оттенками от светло-серого до темно-серого. Редко встречаются черные доломиты. В верхних частях геологического разреза, вмещающих золоторудные тела, карбонатные породы характеризуются полосчатым строением, обусловленным наличием редких и маломощных (0,5-2 см) прослоев углеродистых сланцев кварцево-сланцевого состава. Доломиты подвержены процессам контактового метаморфизма и метасоматоза. Это выражено в развитии желваков и линз эпидот-хлоритовых агрегатов, наличии многочисленных тонких (0,2-1,5 мм) дендритоподобных прожилков углеродистого вещества и редких обособлений серпентина, а также рассеянной арсенопирит-пиритовой минерализации. Интенсивно измененные доломиты приобретают кремнеподобный облик (джаспероиды). Внешне это плотные массивные образования зеленовато-серого цвета, состоящие преимущественно из кварца и доломита с переменным количеством эпидота, хлорита, мусковита.



**Рис. 1.** Геологическая карта Желтулакского рудного поля

1-среднечетвертичные-современные аллювиальные отложения; 2-3 - венд-кембрийский терригенно-карбонатный комплекс пород: 2- кварцево-сланцевые сланцы, полевошпат-кварцевые песчаники, 3-мраморизованные доломиты; 4-нижнемеловые интрузии и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров; 5-верхнепалеозойские интрузии биотит-роговообманковых гранитов; 6-нижнепалеозойские интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов; 7-разломы; 8-рудопроявление Желтулак

Химический состав доломитов рудопроявления Желтулак (табл.1) дан в сравнении с составом карбонатных пород формации Робертс Маунтинс, вмещающих крупное золоторудное месторождение Карлин (Невада, США). На основании данных петрохимического анализа, проведенного по методике А.А. Предовского [2], предполагается первично вулканогенно-осадочная природа метаморфизованных доломитов исследуемого участка. Они обладают высокими и положительными значениями частной глиноземистости А (от +0.8 до +137) и магнизиальности М (от 0.7 до 1.1). Это указывает на высокую степень зараженности карбонатных пород силикатным материалом, вулканогенно-осадочная природа которого устанавливается по отрицательным значениям показателя относительной калиевоности К (от 0 до -34). О влиянии на формирование изучаемых карбонатных пород процессов основного вулканизма указывают повышенные содержания в них меди, цинка, никеля, кобальта, хрома и ванадия. По отношению к кларку элементов в карбонатных породах шельфовых зон карбонатные породы также существенно обогащены золотом, серебром и мышьяком (табл.2).

Химический состав карбонатных пород исследуемого участка закономерно изменяется по разрезу. В доломитах и джаспероидах снизу вверх увеличивается содержание рудных элементов, а также алюминия и калия. По нашему мнению, это свидетельствует об усилении влияния на породы верхних частей геологического разреза процессов метасоматоза и гидротермального метаморфизма, обусловленных воздействием на первично осадочные карбонатные породы эндогенных процессов. Подобная тенденция изменения химизма пород наблюдается также в доломитах и в доломитовых известняках формации Робертс Маунтинс. Верхние части разреза данной формации, вмещающие золотоносные пластовые тела минерализованных доломитов,

обогатены фемическим комплексом элементов, золотом и мышьяком.

На рудопроявлении Желтулак установлена золоторудная минерализация трех минеральных типов: сфалерит-галенитовая, пирит-пирротин-магнетитовая и пирит-арсенопиритовая (В.Н. Родионов, 1962 г.; В.А. Рыбалко и др., 1984 г.; В.А. Степанов, И.Ю. Громаковский, 1995 г.). Прожилковая послынная сфалерит-галенитовая минерализация проявлена в основании верхнего мощного горизонта доломитов, в контактовой зоне с нижележащими кремнисто-карбонатными породами. Выше по разрезу на стратиграфическом контакте доломитов с прослоем углеродсодержащих кварцево-сланцевых сланцев располагаются лентовидные и линзовидные тела эпидотизированных доломитов с пирротин-магнетитовой минерализацией. Выше прослоя сланцев в разрезе доломитового горизонта в зонах послынного расщепления и углефикации широко развита вкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация. Она также фиксируется спектрохимическими ореолами рассеяния мышьяка с содержанием более 0,01%.

Золоторудные тела первого типа представлены мелкозернистым полосчатым доломитом светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, вмещающим тонкие, мощностью не более 1,5-2 мм, прожилки мелкокристаллических агрегатов сфалерита и галенита. Прожилки сульфидов приурочены к послынно ориентированным углеродисто-сланцевым слоям (1,5-2,5 мм) внутри прослоев эпидот-хлорит-серпентинового состава (5-15 мм). Содержание элементов в рудах, по данным штупфного опробования, изменяется в следующих пределах (в г/т): свинца 50-300 меди 10-100, цинка 3000-7000, серебра 0,3-0,7. Концентрация мышьяка не превышает фоновых значений. Содержание золота, по данным атомно-абсорбционного, пробирного и минералогического анализов, в полиметаллических рудах изменяется

**Таблица 1. Химический состав доломитов (2, 4), джаспероидов (1, 3) и руд (5, 6) Желтулакского рудопроявления; доломитовых известняков (7, 8) и руд (9-11) месторождения Карлин, шт.Невада, США**

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52.8  | 5.2   | 49.1  | 11.5  | 13.0  | 20.4  | 32.3 | 29.6 | 47.0 | 51.9 | 43.5 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.608 | 0.013 | 1.07  | 0.01  | 0.033 | 0.211 | 0.18 | 0.11 | 0.31 | 0.26 | 0.35 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.61 | 0.39  | 17.92 | 0.75  | 1.27  | 4.20  | 2.4  | 3.1  | 7.50 | 4.2  | 6.9  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.74  | 0.77  | 3.05  | 0.76  | 1.10  | 0.79  | 0.73 | 0.63 | 1.40 | 3.3  | 2.6  |
| FeO                            | 3.22  | 0.19  | 0.19  | 0.56  | 0.38  | 1.47  | 0.10 | 0.28 | 0.72 | 1.1  | 0.8  |
| MnO                            | 0.151 | 0.02  | 0.11  | 0.1   | 0.098 | 0.223 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.04 |
| CaO                            | 16.15 | 30.70 | 15.70 | 28.4  | 27.1  | 27.4  | 30.0 | 23.0 | 10.6 | 10.3 | 11.2 |
| MgO                            | 8.15  | 21.8  | 7.65  | 19.6  | 22.1  | 19.2  | 4.0  | 10.9 | 8.6  | 7.3  | 8.0  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.52  | 0.15  | 1.33  | 0.02  | 0.03  | 0.09  | 0.02 | 0.02 | 0.2  | 0.19 | 0.12 |
| K <sub>2</sub> O               | 0.61  | 0.07  | 1.65  | 0.05  | 0.07  | 0.55  | 0.70 | 1.20 | 2.0  | 1.00 | 1.90 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.212 | 0.047 | 0.325 | 0.026 | 0.05  | 0.11  | 0.00 | 0.32 | 0.15 | 0.12 | 0.26 |
| M                              | 0.7   | 1.0   | 0.7   | 1.0   |       | 1.0   | 0.18 | 0.7  | 1.1  | 1.0  | 0.9  |
| A                              | +78   | +0.8  | +137  | +7    |       | +34   | +16  | +17  | +47  | +27  | +46  |
| K                              | -34   | -2    | -3    | 0     |       | +3    | +6   | +13  | +15  | +8   | +18  |

**Примечание:** 1-4 – терригенно-карбонатная толща рудопроявления Желтулак: 1,3 – джаспероиды, 2,4 – доломиты; 1-2 - нижние, 3-4 - верхние части разреза; 5-6 - руды Желтулакского рудопроявления: 5 - золото-полиметаллические, 6 - золото-пирит-арсенопиритовые; 7-8 - доломитовые известняки формации Робертс Маунтинс: 7 - нижние, 8 - верхние части разреза; 9-11 - руды месторождения Карлин: 9 - неокисленные, 10 - пиритовые, 11 - арсенопиритовые. 1-6 - химический анализ (АмурКНИИ); 7-11 - химический анализ [6]

**Таблица 2. Содержание элементов (г/т) в породах и рудах Желтулакского рудопроявления и месторождения Карлин, Невада, США**

|    | 1     | 2     | 3     | 4    | 5      | 6    | 7    | 8    | 9   | 10  | 11    | 12    |
|----|-------|-------|-------|------|--------|------|------|------|-----|-----|-------|-------|
| Au | <0.05 | <0.05 | <0.05 | 0.05 | до 2.5 | до 3 | 0.05 | 0.06 | 10  | 34  | 130   | 0.001 |
| As | 85    | <30   | 100   | 30   | 30     | <30  | 5    | 10   | 148 | 610 | 24700 | 1     |
| Ag | 0.2   | 0.1   | 0.4   | 0.14 | 0.2    | 0.5  | -    | -    | 0.7 | 0.7 | 0.7   | 0.01  |
| Pb | 10    | <7    | 9     | <7   | 27     | 175  | <7   | <7   | 7   | 7   | 7     | 9     |
| Zn | 49    | <70   | 159   | <70  | 70     | 5000 | 98   | 195  | 25  | 22  | 9     | 2     |
| Cu | 43    | 12    | 110   | 16   | 23     | 55   | 2    | 10   | 15  | 50  | 70    | 4     |
| Ni | 41    | 15    | 47    | 20   | 40     | 7/5  | 15   | 20   | 30  | 70  | 20    | 20    |
| Co | 12    | <20   | 24    | <20  | 20     | <10  | 2    | 2    | 3   | 3   | 2     | 0/1   |
| Cr | 12    | <20   | 84    | 20   | 26     | 4    | 20   | 50   | 70  | 30  | 100   | 11    |
| V  | 75    | 2.4   | 192   | 5    | 13     | 5    | 100  | 300  | 50  | 100 | 100   | 20    |

**Примечание:** 1-11 – см. в табл. 1; 12 – карбонатные породы шельфовых зон, 1-6 - атомно-абсорбционный анализ (Au, Ni, Co, Cr, V), спектральный анализ (As, Ag, Pb, Zn, Cu), 7-11 - атомно-абсорбционный анализ (Au), спектральный анализ (As, Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V) [4].

от 0.05 до 3 г/т. Количество сфалерита в сульфидных прожилках достигает 25 вес.%, галенита - 10 вес.%. В виде редких зерен в протолочках встречаются пирит, халькопирит, магнетит и киноварь. Кристаллы киновари ярко-красного цвета величиной не более 0,05 мм. Самородное золото полиметаллических руд в основном мелкое, менее 0,2 мм. Форма его комковидная и таб-

литчатая с отпечатками на поверхности золоти граней кристаллов ассоциирующих с ними сульфидов. Реже отмечаются каркасные, ноздреватые и стержневидные формы, в знаковых количествах - игольчатые и лепешковидные. Самородное золото ярко-желтого цвета, редко с красноватым оттенком.

Золоторудные тела второго типа занимают устойчивое межслоевое положение в разрезе терригенно-карбонатного комплекса пород и располагаются выше по разрезу относительно полосчатых доломитов со свинцово-цинковой минерализацией. Эпидотизированные тонкополосчатые доломиты с сульфидно-магнетитовой минерализацией приурочены к стратифицированному контакту мраморизованных доломитов и перекрывающих их углеродсодержащих кварцево-сланцев (рис.2). Они прослеживаются непрерывно на расстоянии более 2 км и представлены протяженными (40-70 метров) линзами мощностью 4-7 метров. Рудные тела состоят из эпидота, доломита, кварца с переменными количествами хлорита, актинолита, пироксена и серпентина и представляют собой оруденелые скарноиды. Содержание рудных минералов в них составляет в среднем 30-40%, встречаются и массивные пирротиновые руды. Количественное соотношение рудных минералов переменное, наряду с существенно пирротиновыми рудами присутствуют магнетитовые с пиритом и халькопиритом. Содержание золота в рудах неравномерное, в среднем составляет 2-3 г/т. Проведенный нами минералогический анализ протолок пирит-пирротин-магнетитовых руд выявил в отдельных их образцах самородное золото. Золотинки ярко-желтого цвета, размер их изменяется в пределах 0,05-0,4 мм. Форма таблитчатая, комковидная.

К следующему, третьему типу рудных образований относятся минерализованные зоны расслаивания и брекчирования доломитов с вкрапленностью пирита, арсенопирита, золота и киновари. В стратиграфическом разрезе они занимают обособленное положение и приурочены к самым верхним его частям, выше по разрезу относительно сульфидно-магнетитовых руд и перекрывающих их кварцево-сланцев. Характерной особенностью руд является брекчиевая и сетчато-прожилковая текстура, обусловленная развитием многочисленных прожилков (0,1-1 мм) и желваков углеродистого вещества (рис 3). На участках максимального развития углеродистых прожилков, определяющих черную окраску доломитов, проявляется сланцеватая структура доломитов и увеличивается количество сульфидов. Последние часто обособляются в мелкогнездовые (1x5 мм) тонкокристаллические агрегаты. Под микроскопом породы характеризуются отчетливо выраженной неравномернокристаллической милонитовой структурой. Наблюдается чередование слоев крупнозернистого (1-2 мм) и тонкозернистого (0,05-0,1 мм) доломита. К тонкозернистым участкам иногда приурочены скопления эпидота, составляющего до 25% площади шлифа, биотита, хлорита, углеродистого вещества и сульфидов (рис. 4). Минеральный состав шлихов из протолок минерализованных доломитов представлен ниже. Среди рудных минералов, количество которых не превышает 1-5%, преобладает пирит, реже встречается арсенопирит. Постоянно в знаковых

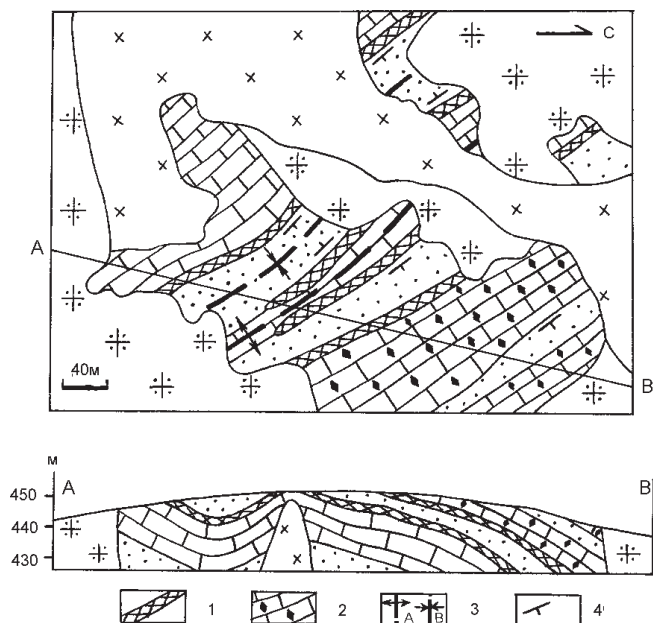


Рис.2. Схематический план и разрез центрального участка рудопроявления Желтулак

1-золото-пирротин-магнетитовые скарноиды; 2-золото-пирит-арсенопиритовые руды карлинского типа; 3-осевые линии складок (а-антиклиналь, б-синклиналь); 4-элементы залегания пород. Остальные условные обозначения см. на рис.1.

количествах содержатся золото, галенит, халькопирит, сфалерит и киноварь. Последняя присутствует в виде очень мелких, менее 0.05 мм, зерен округлой формы ярко-красного цвета. Реже встречаются пирротин и магнетит. Результаты химического анализа минерализованных доломитов даны в табл.2. Содержание мышьяка в них редко превышает 30 г/т, а золота, по данным атомно-абсорбционного и минералогического анализов, колеблется в пределах 0.1-2.5 г/т.

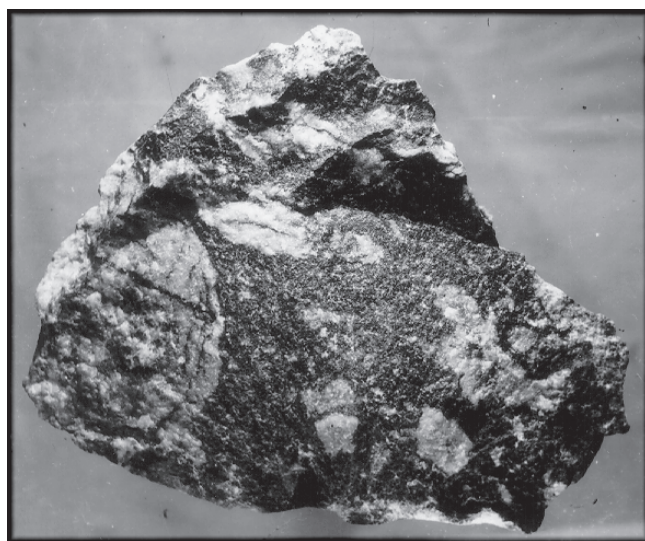


Рис. 3. Оруденелые брекчированные доломиты рудопроявления Желтулак. Уменьшено в 2 .



Самородное золото представлено светло-желтыми с красноватым оттенком таблитчатыми ноздреватыми и объемными каркасными формами. Реже встречаются стержневидные и игольчатые образования. Крупные (более 1 мм) золотины, редки и имеют таблитчатые и комковидные формы. Мелкое (менее 0.1 мм) золото характеризуется почковидными и каркасными формами выделения. Большинство золотины имеют изометричный или слабо удлиненный облик с коэффициентом удлинения 2-5. Наблюдаются отчетливые признаки коррозии, на некоторых золотины имеются наросты гипергенных минералов, вероятно, гидроксидов железа и вторичного золота. Характерно отсутствие пластинчатого золота, что свидетельствует об отложении его в среде, поддающейся замещению. Проба золота, по данным атомно-абсорбционного анализа, изменяется в пределах 811-893 промилле. При изучении А.А. Амосовым золотины в комбинированном излучении вторичных и обратно рассеянных электронов на поверхности одной из золотины было установлено замещение золотом биологического субстрата неопределенного рода (рис. 5). Оно напоминает золотые микрофоссилии из брекчиевых карбонатных руд золота Воронцовского месторождения [1].

Пирит-арсенопиритовые руды Джелтулакского рудопроявления напоминают руды месторождений карлинского типа. Как известно, золотое оруденение карлинского типа, выявленное в 70-е годы на территории западных штатов США (месторождения Карлин, Кортец, Голд-Акрес, Гетчелл, Меркур и многие другие), представлено субпластовыми минерализованными телами окремнелых карбонатных пород с рассеянным тонкодисперсным и высокопробным золотом. Основное количество золота отлагается на зернах кварца, слюдисто-глинистых частицах, содержится в углеродистом веществе и в виде пленок на зернах пирита. Для руд характерна геохимическая специализация на ртуть, мышьяк, сурьму и таллий. Среди рудных минералов наиболее распространен пирит, в меньших концентрациях отмечаются киноварь, реальгар, аурипигмент, минералы таллия - карлинит, кристит, вейсбергит, а также пирротин, магнетит, арсенопирит и антимонит [6]. Месторождения этого типа открыты и служат основой золотодобывающей промышленности ряда стран (Китай, Канада и др.). Выявлены подобные месторождения и в России (Куранах, Воронцовское, Тас-Юрях и др.). Руды Джелтулакского рудопроявления наиболее схожи с карбонатными рудами Воронцовского месторождения, на котором довелось побывать одному из авторов статьи [3]. Воронцовское месторождение расположено на Урале, в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба, вблизи его сочленения с Восточно-Уральским поднятием. В строении рудного поля принимают участие карбонатные и вулканогенно-осадочные образования раннедевонского возраста, прорванные интрузией диоритов, кварцевых диоритов (рис.6). Золотое оруде-

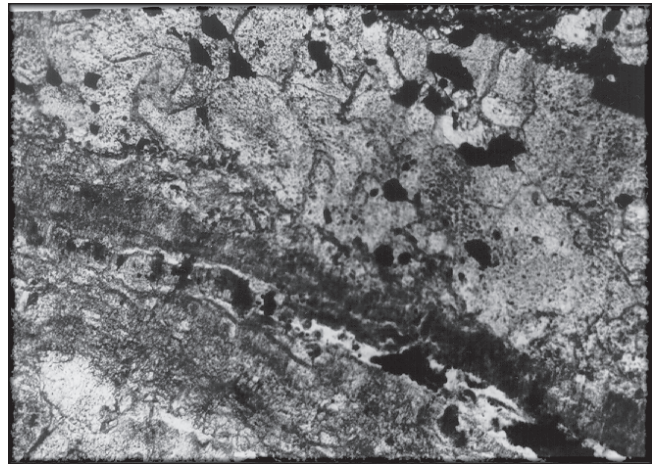


Рис. 4. Золото-пирит-арсенопиритовая руда Джелтулакского рудопроявления. Ник.П, ув. x40

нение приурочено к контакту известняков с перекрывающими их туфоосадками. Рудные тела имеют пластобразную форму. Наиболее благоприятны для локализации оруденения брекчиеобразные известняки, менее - перекрывающие их туфоосадки. Медно-магнетитовые скарны, расположенные вблизи экзоконтакта интрузии диоритов и кварцевых диоритов, слабо золотоносны.

В обобщенном виде характеристика золотых руд Джелтулакского рудопроявления сводится к следующему. Это, как правило, полосчатые или брекчиеобразные доломиты с жильной, линзовидной и вкрапленной минерализацией сульфидов и магнетита. Среди рудных минералов преобладают пирит, магнетит, пирротин, сфалерит и галенит, реже встречаются арсенопирит и халькопирит. В рудах постоянно присутствуют золото и киноварь. Золото свободное, характеризуется высокой пробой (более 800) и многообразием морфологичес-

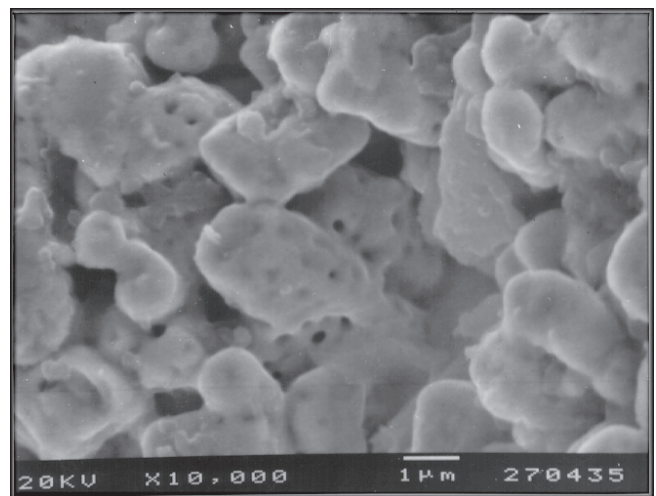
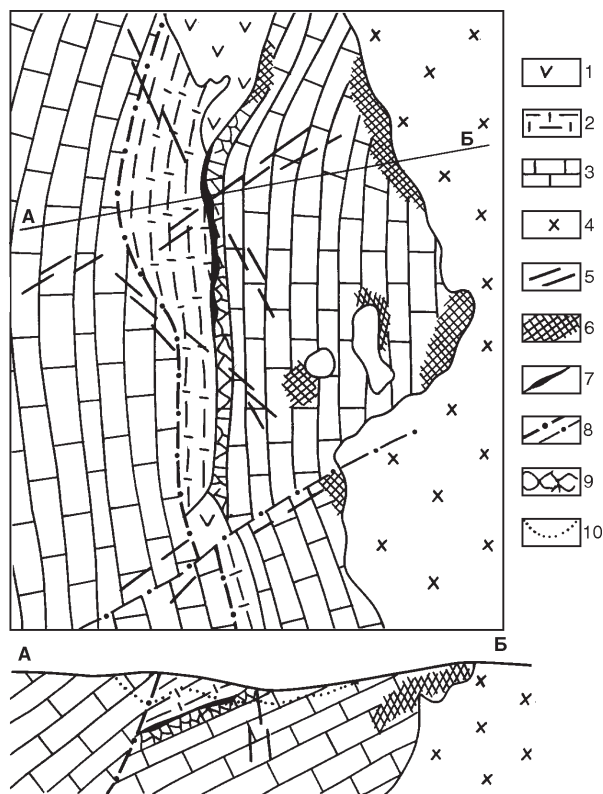


Рис. 5. Фрагмент золотины биогенного происхождения (золото-пирит-арсенопиритовая руда рудопроявления Джелтулак)



**Рис.6.** Геолого-структурная схема Воронцовского месторождения (по Р.О.Берзону)

1 - андезиты; 2 - туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, туффиты; 3 - известняки; 4 - диориты, кварцевые диориты; 5 - дайки диабазовых порфиритов; 6 - медно-магнетитовые скарны; 7 - золоторудное тело; 8 - разломы; 9 - зоны трещиноватости; 10 - граница коры выветривания.

ких типов с преобладанием комковидных и каркасных форм. Размеры его выделений меняются в широких пределах, от очень мелкого до крупного. В пределах рудных тел золотая минерализация приурочена к наиболее катаклазированным слоям доломита, обогащенным эпидотом, биотитом, хлоритом и углеродистым веществом. Природа подобной закономерности до конца не ясна. Для решения вопроса о генезисе оруденения не-

обходимо иметь в виду следующие факты: наличие в разрезе метавулканитов основного состава, вулканогенно-осадочная природа минерализованных доломитов по данным петрохимического анализа, их базитовая геохимическая специализация на никель, кобальт и хром, стратифицированный характер залегания рудных тел и, наконец, присутствие в рудах «биогенного» золота. Последний фактор требует дополнительного изучения.

В пределах Приамурской золотоносной провинции область развития минерализованных карбонатных пород не ограничивается только Желтулакским рудным полем. Они широко развиты на площадях Октябрьского, Чагоянского и других золотоносных узлов. С карбонатными породами связаны многочисленные проявления золотых, свинцово-цинковых и магнетитовых руд, то есть тех минеральных ассоциаций, которые сопровождают золотое оруденение на исследуемом нами объекте. Это существенно расширяет перспективы Амурской области на выявление промышленного золотого оруденения, в том числе карлинского типа (В.А. Степанов, И.Ю. Громаковский, 1995 г.). Желтулакское рудное поле требует постановки детальных поисковых работ на рудное золото.

Работы выполнены при финансовой поддержке Комитета по природным ресурсам Амурской области.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Амосов Р.А., Васин С.П. Онтогенезис самородного золота. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.
2. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
3. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
4. Степанов В.А. Золотое и ртутное оруденение Приамурья //Тихоокеан. геология, 1996. Т.15, N 6. С.110-119.
5. Степанов В.А. Геологическое строение и золотоносность северной окраины Буреинского срединного массива //Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки. Хабаровск: Магеллан, 1997. С.9-28.
6. Radtke A. Geology of the Carlin gold deposit. Nevada. 1985. 124 p.

Поступила в редакцию 3 ноября 1997 г.

Рекомендована к печати Моисеенко В.Г.

*I.Yu.Gromakovsky, V.A.Stepanov*

#### Gold mineralization in carbonate thick units of Oktyabrsky region, Priamurie

As exemplified by ore occurrences of Jeltulak, types of gold mineralization in carbonate units of Priamurie were studied. A comparative geochemical and petrochemical analysis was done of the ores and enclosing carbonate rocks of the examined ore shows and Carlin gold deposit, Nevada, USA. A tendency to mineralized dolomites enrichment in argillaceous-hydromica components (K, Al) and ore elements was established. The ore bodies are represented by banded or brecciated dolomites with vein gold-polymetallic, lenticular gold-magnetite-pyrrhotite and impregnated gold-pyrite-arsenopyrite mineralization. They occupy a certain stratigraphic position in the section of the carbonate unit. The ores are characterized by free, high purity gold of various classes of grain size in association with cinnabar. Gold-pyrite-arsenopyrite mineralization of the Jeltulak ore show is similar to the ores of Carlin type deposits, particularly to carbonate ores of the Vorontsov deposit in the Urals. The prospects for revealing gold mineralization in carbonate units of Priamurie are outlined.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ УРАНОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*М.В.Горошко\*, В.А.Гурьянов\*\*, В.Е.Кириллов\**

*ГП "Таежгеология", МПР РФ, г.Хабаровск*

*\*\* Хабаровский государственный горно-геологическое предприятие МПР РФ г.Хабаровск*

В статье приводятся новые материалы по металлогении урана юго-восточной части Сибирской платформы. Показано, что проявления урана широко распространены в гидротермальных образованиях района. Они характеризуются широкой генетической разнородностью и сформировались в периоды тектоно-магматической активизации структур региона в протерозое, рифее, мезозое. Отмечаются случаи накопления урана в неоген-четвертичных корях выветривания. Наиболее продуктивными в рудогенном отношении являются эйситовая, березитовая, аргиллизитовая формации рифея, аргиллизиты мезозоя.

Юго-восточная часть Сибирской платформы является одним из наиболее перспективных на поиски урана районов Дальнего Востока. Ураноносность этого региона установлена в конце пятидесятых годов и его изучение с перерывами продолжалось до настоящего времени. Здесь выявлено значительное число урановых проявлений различных генетических типов, часть из которых несомненно принадлежит потенциально урановорудным формациям, но большинство из них из-за слабой изученности остались на уровне перспективных рудопроявлений. Выявленные урановорудные объекты отвечают различным металлогеническим эпохам, сопровождаются метасоматитами различной формационной принадлежности и характеризуются пестрым составом урановых, ураносодержащих и сопутствующих минералов. Эта особенность территории говорит о широком, многоэтапном проявлении продуктивных на уран гидротермально-метасоматических процессов и о большой вероятности обнаружения в ее пределах промышленных месторождений, способных обеспечить создание собственной минерально-сырьевой базы урана в южной части Российского Дальнего Востока (рис.1).

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В геологическом строении исследуемого региона принимают участие разновозрастные комплексы пород, характеризующиеся различной специализацией на уран (табл.1). Это разнообразные графит-содержащие гнейсы архейского кристаллического фундамента, эффузивы элгэтэйской свиты в Улканском вулканогенном прогибе, породы нижнерифейской адаргайской свиты Учуро-Майской плиты, интрузивные образования заключительных фаз архейского, раннепротерозойского и позднемезозойского

гранитоидного магматизма. При вторичных изменениях концентрации урана в них возрастают и часто становятся аномальными. Так, в корях выветривания по метаморфическим породам архея его содержания составляют – 3-5 г/т, в архейских кремнеземных метасоматитах – 10-400 г/т, в эпидозитовых метасоматитах этого же возраста – 20 г/т – 4.5 кг/т, в раннепротерозойских кварц-альбитовых метасоматитах Улканского прогиба – 35-80 г/т, в карбонатах Арбарастахского массива – 70-100 г/т, в камофритах и амфибол-флогопит-пироксеновых метасоматитах по пироксенитам этого же массива – соответственно 88 и 24 г/т, в позднепротерозойских эйситах по трахириолитам улканской серии – 200 г/т – 2 кг/т, а эйситах по гранитам раннепротерозойского Улканского массива – 0,5-1 кг/т, в рифейских березитах по нижнепротерозойским песчаникам – 50-500 г/т, в березитах по трахириолитам и базальтам улканской серии – соответственно 78 и 125 г/т, в аргиллизированных мезозойских вулканитах кислого состава – 100-300 г/т. Торий – урановые отношения для различных типов пород колеблются в пределах 2.1-8.3 и, как правило, наиболее низкие значения характерны для метаморфитов кристаллического фундамента и пород адаргайской свиты чехла, более высокие значения – для магматических образований различного возраста (см.табл.1). В оруденелых породах с урановой специализацией торий-урановое отношение заметно уменьшается от 3.3-0.7 в щелочных метасоматитах до 0.1-0.05 в метасоматитах, связанных с кислотным выщелачиванием.

Данные радиологического датирования рудных и околорудных эпигенетических минералов в совокупности с геологическими условиями локализации оруденения позволяют выделить в юго-восточной части Сибирской платформы шесть эпох накопления урана, четыре из которых приходится на про-

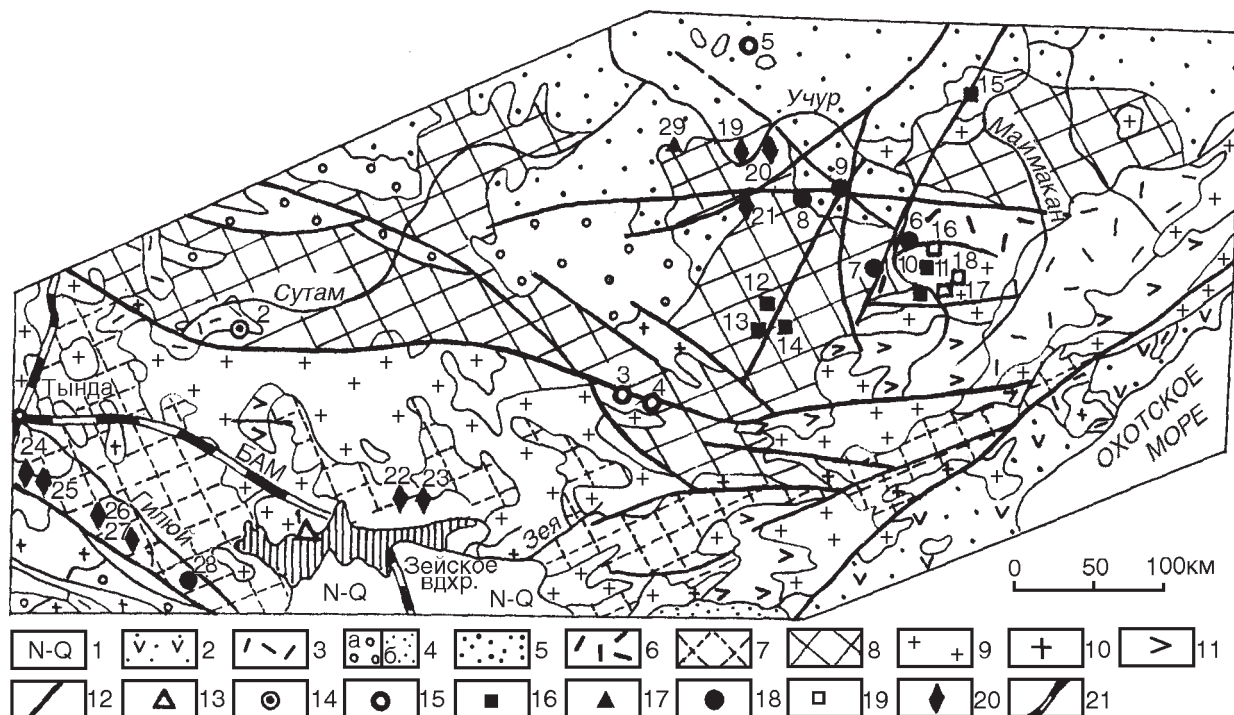


Рис.1. Геологическая карта юго-восточной части Сибирской платформы

1-6 - стратифицированные образования: 1 - неоген-четвертичные рыхлые отложения, 2 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы юрского возраста, 3 - вулканогенные породы мелового возраста, 4 - осадочные породы мелового (а) и юрского (б) возраста, 5 - осадочные породы верхнего протерозоя, 6 - вулканогенные породы нижнего протерозоя; 7-8 - архейские метаморфические породы: 7 - Становой складчато-блоковой системы, 8 - Алданского кристаллического массива; 9-11 - интрузивные породы: 9 - мезозойские гранитоиды, 10 - гранитоиды раннего протерозоя, 11 - габброиды архея; 12 - наиболее крупные разломы; 13-20 - рудные проявления: 13 - в неоген-четвертичных корях выветривания, 14 - в мезозойских аргиллизированных вулканитах, 15 - в мезозойских аргиллизированных гранитоидах, 16 - в эйситах позднего протерозоя, 17 - в карбонатитах позднего протерозоя, 18 - типа “несогласия” в позднепротерозойские аргиллизитах, 19 - в раннепротерозойских альбититах, 20 - в архейских кремне-щелочных метасоматитах; 21 - линии железнодорожных магистралей. Проявления урана: 1 - Свинец, 2 - Сутамское, 3 - Унии, 4 - Пакчи, 5 - Арбарастах, 6 - Топорикан, 7 - Элгэтэ, 8 - Конкули, 9 - Адаргай, 10 - Боковое, 11 - Тангута, 12 - Тавитчак, 13 - Удюма, 14 - Хайкта, 15 - Утукандя, 16 - Бириндя, 17 - Неожиданный, 18 - Улкан, 19 - Лурикан, 20 - Сынньяр, 21 - Хайкан, 22 - Береговое, 23 - Сугджар, 24 - Желтулакское, 25 - Перевальное, 26 - Кавли, 27 - Талга, 28 - Джигда, 29 - Ярбанк.

терозой (2200-1800; 1720-1670; 1300-1050; 800-760 млн лет), одна на мезозойский период (130-110 млн лет) и одна – на неоген-четвертичный период [6]. Эти эпохи связаны с разнотипными геологическими событиями: 1 – с этапом раннедокембрийской гранитизации и ультраметаморфизма; 2 – с этапами раннепротерозойских, рифейской и позднемезозойской тектоно-магматических активизаций и 3 – с неоген-четвертичными процессами накопления урана в корях выветривания и русловых отложениях.

Анализ основных закономерностей пространственного распределения урановых проявлений в пределах региона свидетельствует о том, что основная их часть тяготеет к периферическим и центральным частям блоков интенсивно гранитизированных пород с широким развитием специализированных на уран интрузий ультраметаморфогенных гранитов и пегматитов раннего докембрия или кислых дериватов раннепротерозойского и мезозойского магматизма.

Огромная роль в контроле уранового оруденения принадлежит глубинным разломам, разделяющим блоки первого и второго порядков: Становому, Улканскому, Билякчанскому, Удыхино-Маймаканскому и другим. Характер сопровождающих урановое оруденение метасоматических преобразований вмещающих пород зависит от геодинамики развития рудоносных блоков в период, предшествующий оруденению. В купольных (интрузивно-купольных) поднятиях предрудные метасоматиты носят щелочной характер (кремне-щелочные метасоматиты, альбититы, эйситы). В структурах депрессионного типа урановое оруденение сопровождается метасоматическими изменениями стадии кислотного выщелачивания (березиты, гидрослюдиты, аргиллизиты). Более богатое и контрастное оруденение связано, как правило, с зонами кислотного выщелачивания. Охарактеризованные ниже проявления являются типовыми представителями выделенных в табл.2 групп и со-

Таблица 1. Средние содержания урана в породах юго-восточной части Сибирской платформы

| Название пород                                                    | Возраст                          | Кол-во проанализированных проб | Среднее содержание урана, г/т | Торий урановое отношение |
|-------------------------------------------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------|
| Лейкограниты (талгыгский комплекс)                                | K <sub>2</sub>                   | 74                             | 4, 8                          | 6, 0                     |
| Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (удско-зейский комплекс) | J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>   | 37                             | 2, 7                          | 3, 5                     |
| Песчаники, алевролиты, гравелиты (гонамская свита)                | PR <sub>2</sub>                  | 349                            | 1, 7                          | 5, 1                     |
| Алевролиты, песчаники, доломиты (адаргайская свита)               | PR <sub>2</sub>                  | 30                             | 3, 7                          | 2, 6                     |
| Песчаники, гравелиты, конгломераты (конкулинская свита)           | PR <sub>2</sub>                  | 44                             | 0.51                          | 4.0                      |
| Щелочные граниты (Улканский комплекс)                             | PR <sub>1</sub>                  | 22                             | 10, 5                         | 4, 0                     |
| Граниты (Улканский комплекс)                                      | PR <sub>1</sub>                  | 127                            | 4, 9                          | 4, 6                     |
| Риолиты, риодациты (элгэтэйская свита)                            | PR <sub>1</sub>                  | 249                            | 5, 0                          | 5, 3                     |
| Андезиты, андезибазальты (элгэтэйская свита)                      | PR <sub>1</sub>                  | 34                             | 3, 3                          | 3, 4                     |
| Граниты аляскитовые и лейкократовые (идюмский комплекс)           | AR <sub>1</sub>                  | 106                            | 5, 5                          | 3, 8                     |
| Гнейсовидные граниты, чарнокиты, эндербиты (нюкелинский к-с)      | AR <sub>1</sub>                  | 71                             | 2.0                           | 8.3                      |
| Метаморфиты и ультраметаморфиты Батомгского блока, в т.ч.         | AR <sub>1</sub> -AR <sub>2</sub> | 64                             | 0.4-1.5                       | 3.1                      |
| породы утукачанской свиты                                         | AR <sub>1</sub>                  | 17                             | 3, 8                          | 2, 6                     |
| Метаморфические образования Удско-Майского блока                  | AR <sub>1</sub> -AR <sub>2</sub> | 25                             | 1, 4-2, 0                     | 2, 9-4, 3                |
| Метаморфиты Учурского блока, в т.ч. графитосодержащие гнейсы      | AR <sub>1</sub>                  | 389                            | 1, 3-2, 1                     | 2, 1-5, 1                |
|                                                                   | AR <sub>1</sub>                  | 44                             | 2,5-3,6                       | 3,0-3,4                  |

проводятся аналогичными, но менее изученными объектами.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ УРАНОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Ураносные кремне-щелочные (кварц-микроклиновые, кварц-альбит-олигоклазовые) метасоматиты в метаморфитах (тип 8) и пегматитах (тип 9) раннего докембрия пространственно связаны с палингено-метасоматическими гранитоидами. Кремне-щелочные метасоматиты развиваются в гранитизированном субстрате, ассоциирующие с ними темноцветные новообразования с урановой минерализацией существенно биотитовые, эпидотовые, ортитовые, диопсид-тремолитовые, флогопит-диопсидовые встречаются в метаморфических породах в обрамлении гнейсо-гранитовых тел и зон кремне-щелочных метасоматитов. Изменения приурочены к зонам бластомилонитов и бластокатаклазитов крупных разломов древнего заложения. Мощность зон кремне-щелочных метасоматитов варьирует от 0.2 м до нескольких сотен метров. Типоморфные минералы этих образований представлены кварцем, ортоклазом, микроклином, альбитом, олигоклазом и биотитом. В них также встречаются апатит, сфен, ортит, циркон, монацит, цоизит, тремолит, актинолит. Метасоматиты по минеральному составу подразделяются на две группы субформаций: кварц-плагиоклаз-ортоклазового и кварц-альбитового состава.

Возраст метасоматитов первой группы определен на Алданском массиве в 2.2 млрд лет, в Становой области в 2.0 млрд лет; возраст метасоматитов второй группы - в 1.7-1.9 млрд лет. По-видимому, эти датировки фиксируют время термального воздействия событий, связанных с раннепротерозойским магматизмом, и, безусловно, требуют проверки более точными методами определения возраста. Урановые минералы в кремне-щелочных метасоматитах представлены преимущественно уранинитом, реже давидитом, ураноторианитом и настураном. Рудные минералы концентрируются в многочисленных гнездах и прожилках совместно с темноцветными минералами. В рудах геохимический парагенезис образуют уран, торий, редкие земли цериевой и иттриевой групп, цирконий, иногда халькофильные элементы и золото. Примером наиболее значимых проявлений подобного типа являются Кавли и Береговое в южной части Становой складчато-блоковой системы, Лурикан и Сынъяр на юго-востоке Алданского массива. В зоне Джелтулакского разлома некоторые проявления характеризуются своими специфическими особенностями - рудная минерализация в них представлена давидитом в ассоциации с ильменитом и хромитом.

С ортитовыми метасоматитами крупные проявления урана не связаны, они являются преимущественно ториевыми. Их мелкие жилообразные тела

Таблица 2. Геолого-структурная характеристика и минеральный состав руд основных типов урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы

| Генетический тип изменений | Формация околорудных изменений, возраст                                               | Тип вмещающей структуры                                                       | Тип проявлений | Изменяющийся субстрат, вмещающие породы                                                           | Собственно урановые минералы                                                                                                                                                      | Минералы-концентраторы урана                                                                                                                                                               |
|----------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1                          | 2                                                                                     | 3                                                                             | 4              | 5                                                                                                 | 6                                                                                                                                                                                 | 7                                                                                                                                                                                          |
| Гидрогенно-гипергенный     | Аргиллизиты Q-N                                                                       | Поверхность пенеплена                                                         | 1              | Коры выветривания по гранитам                                                                     | Метаотенит                                                                                                                                                                        | Лимонит                                                                                                                                                                                    |
| Гидротермальный            | Аргиллизиты, K(110-130 млн лет)                                                       | Вулкано-тектонические структуры, вулканогенно-интрузивные купола              | 2а             | Лавы, вулканические стекла, вулканокластические породы кислого состава                            | Настуран (2), казолит, отенит, новачекит, браннерит                                                                                                                               | Сфен, анатаз                                                                                                                                                                               |
|                            | Гидро-слоистые березиты К (110-130 млн лет)                                           | Интрузивно-купольные структуры                                                | 2б             | Интрузивные породы умеренно-кислого состава                                                       | Настуран, урановая чернь, фурмарьерит, уранофан(3), беккерелит, новочекит                                                                                                         | Биотит, сфен, ильменит, апатит, парагонит, пирит, тухолит                                                                                                                                  |
|                            | Карбонатиты, камафориты, PR <sub>2</sub> (760-800 млн лет)                            | Массив центрального типа с концентрически зональным строением                 | 3              | Интрузивные ультраосновные и щелочные породы, интрузивные карбонатиты                             | Уранинит(2, аО=5, 46Е -5, 49±0, 01Е ), ураноторианит, казолит(2) уранофан                                                                                                         | Диопсид, гатчеттолит, апатит, сфен, бетафит, циртолит, биотит, циркон, ферригаллуазит, пирохлор, доломит, бадделент, цирконолит, хондродит, клиногумит, флогопит, магнетит, титаномагнетит |
|                            | Аргиллизиты, гидрослоистые березиты PR <sub>2</sub> (770, 880-870, 1050-1300 млн лет) | Наложённые терригенные и вулканогенные впадины и их кристаллическое основание | 4              | Метаморфические породы, терригенные породы наложенных впадин, вулканы основного и кислого состава | Настуран, настуран гидратизированный, купроскладовскит(2), метаураноцирцит(2), фосфуранилит, отенит, торбернит(2), метаторбернит(2), цейнерит, метацейнерит, карнотит, метаотенит | Битум, рутил, лейкоксен, гетит, гидрогетит, циркон, ильменит, эвксенит, самарскит, апатит, доломит, пирит                                                                                  |
|                            |                                                                                       | Интрузивно-купольные структуры                                                | 5а             | Интрузивные породы кислого состава повышенной щелочности                                          | Уранинит, настуран, казолит, бетауранотил, фосфуранилит, метаторбернит, метаураноцирцит, ренардит сабугалит, метацейнерит                                                         | Апатит, фторапатит, циркон, ксенотим, рутил, анатаз                                                                                                                                        |
|                            | Эйситы и эйситоподобные породы PR <sub>2</sub> (870, 1200-1250 млн лет)               | Вулканогенные впадины                                                         | 5б             | Вулканические породы кислого состава                                                              | Бета-уранотил, отенит, браннерит                                                                                                                                                  | Апатит, циркон                                                                                                                                                                             |

Продолжение таблицы 2.

| 1                              | 2                                                                                                                     | 3                                                                       | 4  | 5                                                                                                         | 6                                                                                                                                                                                                                                                   | 7                                                                                                                                                           |
|--------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|----|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Гидротермальный                |                                                                                                                       | Гранито-гнейсовые купола                                                | 5в | Гранитизированные метаморфические породы разного состава                                                  | Уранинит(3), настуран, ненадкевит, уранофан, ургит, крекингерит, ураноторит, целлеит, уранопилит, ураноспинит, бета-уранотил                                                                                                                        | Монацит, сфен, фторапатит, бетафит, пирит, пирротин                                                                                                         |
|                                | Щелочные метасоматиты PR(1670-1720 млн лет)                                                                           | Интрузивно-купольные, экструзивно-купольные структуры                   | 6  | Интрузивные и вулканические породы повышенной щелочности кислого состава, сиениты и родственные им породы | Уранофан                                                                                                                                                                                                                                            | Биотит, циркон, торит, торианит, рутил, пирохлор, колумбит, монацит, ильменит, магнетит, эгирин                                                             |
| Гидротермально-пневматолитовый | Пегматиты щелочногранитные, гидротермалиты щелочные PR(1725 млн лет)                                                  | Интрузивно-купольные структуры                                          | 7  | Интрузивные породы кислого и щелочного состава                                                            |                                                                                                                                                                                                                                                     | Циркон, торит, пирохлор                                                                                                                                     |
|                                | Кремне-щелочные метасоматиты и ассоциирующие с ними метасоматиты AR <sub>2</sub> -PR <sub>1</sub> (1700-2000 млн лет) | Гранито-гнейсовые купола, гранитизированные блоки метаморфических пород | 8  | Гранитоиды и метаморфические породы разного состава                                                       | Уранинит (23, аО=5, 45Е-5, 48±0, 01Е), настуран (6, аО=5, 41±0, 01Е), гидронастуран, ураноторианит, уранофан(9), ургит, кюрит, казолит (3), ванденбрандеит (2), гуммит, отенит (2), ураноцирцит, бета-уранотил, урановая чернь, карнотит, браннерит | Давидит, ксенотим, бетафит, биотит, апатит, хлорит, гетит, рутил, лимонит, сфен, циркон, ортит, хаттонит, церианит, эвксенит, монацит, чевкинит, гатчетолит |
|                                | Пегматиты AR <sub>2</sub>                                                                                             | Гранито-гнейсовые купола, гранитизированные блоки метаморфических пород | 9  | Гранитоиды и метаморфические породы разного состава                                                       | Уранинит (5), ураноторианит (4), настуран (аО=5, 41±0, 01Е), уранофан (4), казолит, кюрит, гуммит                                                                                                                                                   | ортит, биотит, монацит, сфен, циркон, чевкенит                                                                                                              |

Примечание. Все собственные и ураносодержащие минералы определены рентгеноструктурным анализом. Для уранинита и настурана показаны параметры кристаллической решетки. Для минералов урана в скобках указано количество случаев определения минерала. Во второй колонке подчеркнут наиболее характерный возраст.

состоят из ортита с примесью кварца, полевого шпата, биотита, эпидота и сфена. Рассеянная рудная минерализация представлена настураном и оранжитом.

Наиболее типичным проявлением урана в эпидозитах является объект Сугджар в южной части Становой области. Он приурочен к разлому древнего заложения и размещается в измененных плагиогранитах архея. Эпидозитовая зона метасоматитов мощностью в несколько десятков сантиметров окаймляет жилу кварц-альбит-олигоклазового состава мощностью около 2 м. Рудовмещающие метасомати-

ты состоят из эпидота (до 75%), биотита, хлорита, альбита, олигоклаза, сфена, карбоната, пирита, молибденита, халькопирита и пирротина. Биотит и сульфиды обогащены ураном (до 0.3%) и торием (до 0.1%). Рудные тела имеют жилеобразную форму и вытянуты вдоль разломной структуры. В рудах установлена корреляция урана, тория, иттрия, свинца, молибдена и меди.

Оруденелые кварц-диопсид-тремолит-карбонатные метасоматиты встречаются в юго-западной части региона среди метаморфических пород или-

канской серии нижнего архея. Урановые минералы представлены уранинитом и настураном, второстепенные - флогопитом, рудные - молибденитом, борнитом.

Ториевые проявления в кремне-щелочных метасоматитах пользуются широким распространением. Они несут торитовую, хаттолитовую и оранжевую минерализацию.

Все ураноносные объекты в древних метасоматитах и ассоциирующих с ними скарноидах можно отнести к одной рудной формации - урановой в связи с кремне-щелочными метасоматитами зон глубоких разломов. Связанные с ними вышеописанные многочисленные проявления, как правило, не представляют промышленного интереса в силу их небольших размеров. Наиболее близким аналогом вышеохарактеризованных проявлений являются ураноторий-редкоземельные месторождения зон глубоких разломов на Украинском, Бразильском, Канадском и Австралийском щитах [4,16,17,21], а также в скарноидах на Австралийском щите [4,17].

Тела ураноносных пегматитов раннего докембрия невелики по своим размерам, их длина варьирует от нескольких метров до первых десятков метров. Они состоят, как правило, из кварца, калишпатпертита, плагиоклаза, в незначительных количествах встречаются амфибол, биотит, ортит, циркон, сфен, чевкинит. Урановая минерализация представлена уранинитом, ураноторианитом, настураном, вторичные минералы – преимущественно силикатами. Помимо урана в пегматитах отмечаются повышенные концентрации тория, циркония, ниобия, иттрия, иттербия. Урановорудные проявления и месторождения в раннедокембрийских пегматитах широко распространены на других древних кристаллических щитах [4].

Ураноносные щелочно-гранитные пегматиты и щелочные гидротермалиты (табл.2, тип.7) раннего протерозоя (1725 млн лет) пользуются широким развитием в пределах Улканского интрузивно-купольного поднятия. С ними связано большое количество проявлений урана, тантала, ниобия, циркония, редких земель и тория. Эти образования наиболее широко распространены в восточной части поднятия, где они прослеживаются в экзоконтакте сложно-построенного массива щелочных гранитоидов и выделяются в виде полей субширотного простираения протяженностью до 4 км и шириной до 1.6 км. Последние представляют собой зоны повышенной трещиноватости, катаклаза и дробления, интенсивно насыщенные сложноветвящимися жилами, прожилками, линзами и гнездами щелочногранитных пегматитов и щелочных гидротермалитов. Вещающие их породы альбитизированы, калишпатизированы, участками окварцованы и претерпели щелочнопег-

матитовую фенитизацию. Рудная минерализация отмечается почти во всех типах метасоматитов, пегматитов и гидротермалитов [11.]

Щелочногранитные пегматиты мощностью от 0.1 до 30 м и протяженностью от 1 до 500 м слагают полого- и крутопадающие тела. Породообразующие минералы в них представлены микроклином, альбитом, кварцем, эгирином, рибекитом, астрофиллитом, реже лепидолитом, биотитом и блонстрандином. Из рудных минералов наиболее часто встречаются циркон, циртолит, пироклор, фергусонит, торит, бастнезит, рутил, ильменорутит, магнетит, флюорит; несколько реже – колумбит, гагаринит, чевкинит, пирит, бадделеит, гетит. Собственно урановых минералов в пегматитах не установлено. Уранконцентрирующими минералами в них являются циркон, пироклор, торит. В щелочногранитных пегматитах отмечаются рудные концентрации циркония, ниобия, тантала, урана, в некоторых разновидностях – также редких земель и тория. По данным корреляционного анализа выделяются ассоциации: уран-ниобий-тантал-цирконий и торий – редкие земли иттриевой или цериевой групп.

Щелочные гидротермалиты слагают преимущественно маломощные (от 0.1 до 7 м) и протяженные (от 10 м до 1.5 км), иногда сложноветвящиеся, полого- и крутопадающие тела. В отличие от пегматитов они представляют собой мелко- и тонкозернистые породы гетерогранобластовой структуры с элементами немато- или лепидобластовой, участками микрогранофировой. Породообразующие минералы в них идентичны таковым в пегматитах. Акцессорные и рудные минералы в щелочных гидротермалитах представлены цирконом, пироклором, криофиллитом, озанитом, гагаринитом, гентгельвином, берtrandитом, бастнезитом, колумбитом, торитом, ильменитом, рутилом, анатазом, касситеритом, апатитом, флюоритом, магнетитом, гематитом, пиритом и гетитом. Основные уранконцентрирующие минералы - циркон, пироклор, торит. Продуктивными элементами в них являются редкие земли, тантал, ниобий, уран, торий, бериллий и цирконий. Уран и торий образуют две самостоятельные ассоциации, аналогичные таковым в пегматитах.

Щелочнопегматитовые фениты окаймляют тела щелочногранитных пегматитов и щелочных гидротермалитов и выделяются в виде зон мощностью до 100 м и протяженностью до 2 км. По своему минералогическому составу они довольно неоднородны, но, в целом, обнаруживают сходство с пегматитами и гидротермалитами, сохраняя при этом реликтовую структуру первичных пород. Рудными минералами в них являются циркон, циртолит, бастнезит, ксенотим, эвксенит, чевкинит, торит, касситерит, ильменит, ильменорутит, анатаз, магнетит, ге-



матит и гетит. В фенитах этого типа отмечаются рудные концентрации редких земель, бериллия, лития, олова, повышенные содержания - тория, урана и циркония.

Уран в щелоногранитных пегматитах и щелочных гидротермалитах может представлять интерес только как попутный компонент. Объекты подобного типа известны в Саудовской Аравии, Канаде, США и Северной Нигерии [20].

Рудные проявления в связи с щелочными метасоматитами встречаются в слабо эродированных частях раннепротерозойского Улканского прогиба (см.табл.1, тип 6). Преимущественно это проявления уран-торий-редкометалльно-редкоземельного типа минерализации, обнаруживающие пространственно-генетическую связь с интрузивно- и вулкано-купольными структурами. Купольные структуры, контролирующие проявления этого типа, невелики по своим размерам и локализируются в пределах более крупной Улканской интрузивно-купольной структуры. Проявления пространственно тяготеют к геохимически специализированным на редкие земли, редкие металлы, уран и торий щелочным гранитоидам и их дериватам. Оруденение связано с постмагматическими процессами их формирования (1670-1720 млн лет) [6]. Наиболее характерные объекты этого типа - Бириндя, Улкан и Неожиданный [10].

Проявление Бириндя и ряд более мелких проявлений подобного типа находятся в вулканитах раннего протерозоя, слагающих вулкано-купольную структуру на северном фланге Улканского массива гранитоидов. Жилообразные тела рудоносных метасоматитов мощностью до первых десятков метров и протяженностью до 1.5 км контролируются разломами субширотного и северо-западного простирания. Альбититы развивались на фоне предшествующих фенитовых изменений альбит-эгирин-рибекитового состава. Основными минералами щелочных метасоматитов являются альбит, микроклин, рибекит, эгирин, в меньшей степени - кварц, астрофиллит и биотит. Рудные минералы представлены цирконом, монацитом, пироксеном, гагаринитом, колумбитом, магнетитом, галенитом, пиритом, пирротином, касситеритом, бастнезитом, ильменитом и молибденитом. Собственно урановые минералы крайне редки и представлены уранофаном. Аномальными концентрациями урана характеризуются циркон, пироксеном; тория - монацит и бастнезит. В аксессуарных минералах отмечаются высокие содержания редкоземельных элементов. В рудах этого проявления торий коррелируется с иттрием, лантаном, церием и бериллием; уран - с цирконием и ниобием. Самостоятельного значения урановая и ториевая минерализация на проявлении Бириндя не имеют. В данном случае промышленный интерес представляет редкоземельное оруденение [5].

Проявление Улкан располагается на восточном фланге Улканского массива гранитоидов. Последние здесь представлены кварцевыми сиенитами, субщелочными и щелочными гранитами улканского комплекса. Тела рудоносных метасоматитов мощностью до 100 м и протяженностью до 500 м пространственно приурочены к зонам разломов северо-восточного и субширотного простирания. В крайних частях тел метасоматиты представлены кварц-микроклин-альбитовыми, в центральных - кварц-альбитовыми разностями с гнездами и линзами кварц-флюорит-альбитовых пород. В рудоносных метасоматитах преобладает альбитовая составляющая. Рудные минералы в них представлены цирконом, монацитом, магнетитом, гематитом, пиритом, ильменитом, флюоритом, апатитом, биотитом, рутилом, халькопиритом, лейкоксеном, реже торитом и торрианитом, которые образуют сложноветвящиеся, прерывистые, линзовидные, жилковатые просечки и гнезда. В метасоматитах установлены рудные концентрации тантала, ниобия, иттрия, урана и повышенные содержания циркония, тория, гафния, иттербия, церия, лантана, фтора, бериллия, лития, олова, молибдена, меди, свинца, цинка, серебра и золота. Ураноконцентрирующимися минералами в них являются циркон, монацит, торит, торрианит, рутил и биотит. Многие рудные минералы характеризуются высокими содержаниями ниобия, тория и редких земель. Уран в рудах коррелируется с ниобием, цирконием, танталом, не обнаруживает отрицательную корреляцию с торием и редкими землями.

Проявление Неожиданный находится на юго-восточной окраине Улканского массива гранитоидов в зоне контакта их с трахириолитами элгэтэйской свиты. Этот объект по своему структурному положению, по минеральному составу руд и геохимическим особенностям рудоносных тел сходен с проявлением Улкан. Отличия заключаются в том, что на заключительной стадии гидротермально-метасоматического процесса проявлена карбонатизация, с которой связана более разнообразная рудная минерализация: циркон, пироксеном, колумбит, гетит, магнетит, пирит, пирротин, гематит, бастнезит, монацит, торит, торрианит. Наиболее высокие концентрации урана отмечаются в цирконе и пироксене. В метасоматитах отмечаются рудные концентрации тантала, ниобия, урана, иттрия, диспрозия, гадолия, лютеция и повышенные содержания циркония, бериллия, тория, фтора, олова, молибдена, золота, серебра, иттербия, гафния, лития, лантана, церия, меди, свинца, цинка.

Основными продуктивными элементами проявления Улкан и Неожиданный являются тантал и ниобий с сопутствующими ураном и редкими землями преимущественно иттриевой группы [10,11]. В

пределах Улканского массива гранитоидов располагается более десяти проявлений подобного типа, на некоторых из них основные продуктивные элементы представлены редкими землями с сопутствующими урановыми и тантал-ниобиевым оруденениями, на других - тантало-ниобатами с сопутствующими редкими землями и ураном, на третьих - бериллием, торием и редкими землями с сопутствующими ураном и тантало-ниобатами. Рассматриваемый тип рудопроявлений аналогичен уран-редкоземельным или редкоземельно-редкометалльным с сопутствующей урановой минерализацией объектам, локализующимся в магматических породах областей активизации. Объекты подобного типа известны за рубежом и в России на Алтае, Урале [2,20].

На юго-восточной окраине Сибирской платформы широко проявилась позднепротерозойская (рифейская) эпоха тектоно-магматической активизации. Урановые проявления этой эпохи связаны с 1 - карбонатным метасоматозом (образование карбонатов), 760-791 млн лет; 2 - низкотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами кислотного выщелачивания (березитизация, аргиллизация), 1050-1300 млн лет и 3 - натровым метасоматозом (образование эйситов и родственных им пород), 1200-1250 млн лет.

Березиты, гидрослюдистые березиты и аргиллизиты позднего протерозоя (табл.1, тип 4) тяготеют к тектонически ослабленным зонам и зонам структурно-стратиграфических несогласий (ССН) между археем и ранним протерозоем, археем и поздним протерозоем. Они распространены на северном фланге Улканского вулканогенного прогиба и в южной части Учурского прогиба. Метасоматиты этого типа контролируются разрывными нарушениями северо-западного и субширотного простирания; к ним приурочены проявления урана и золота. Тектонической дислокации и последующей гидротермально-метасоматической проработке подверглись докембрийские породы разного состава и генезиса. Возраст магматических образований Улканского прогиба оценен по радиологическим датировкам в 1970-1700 млн лет [3], а возраст березитов - 1300-1050 млн лет [6] и, следовательно, нет оснований считать, что проявления березитового типа связаны с постмагматическими процессами гранитоидов Улканского плутона.

Наиболее типовым проявлением урана в березитах является рудопроявление Топорикан (рис.2). Стратифицированные образования этого объекта представлены кварцевыми песчаниками топориканской, метабазальтами и диабазами улканчанской и кислыми эффузивами элгэтэйской свит улканской серии нижнего протерозоя. Песчаники залегают на корях выветривания по графитсодержащим биотито-

вым гнейсам архея. Проявление контролируется зоной разлома северо-западного простирания, состоящей из серии субпараллельных разрывных нарушений. Зона разлома трассируется дайками субщелочных диабазов позднепротерозойского возраста. Вдоль пологих границ в вулканогенно-осадочной толще и вдоль ее контакта с архейским фундаментом прослеживаются многочисленные, мощностью до нескольких метров зоны дробления и расщепления. Довольно крупный ореол березитизации контролируется как крутопадающими, так и пологопадающими зонами разрывных нарушений. Изменения достигают наибольшей интенсивности в зоне ССН, где отмечается также уменьшение количества графита ("выгорание"). В преобразованных метаморфических породах преобладает "классическая" минеральная ассоциация березитов: кварц-серицит-карбонат-пирит; в вулканогенно-осадочной толще - изменения аналогичного типа, но с обильно развитым гидросерицитом. Кроме названных выше минералов в незначительных количествах отмечаются хлорит, вернадит, гетит, гидробиотит, вульфенит, сфалерит, барит, самородное золото, галенит. Рудная минерализация, в том числе и урановая, наблюдается во всех типах измененных пород слоистой толщи и максимально локализуется в наиболее нарушенных их частях непосредственно над обогащенной графитом толщей. Урановые минералы представлены настураном, отенитом, метаотенитом, торбернитом, метаторбернитом, метаураноцирцитом. Довольно высокие концентрации урана отмечаются в рутиле,

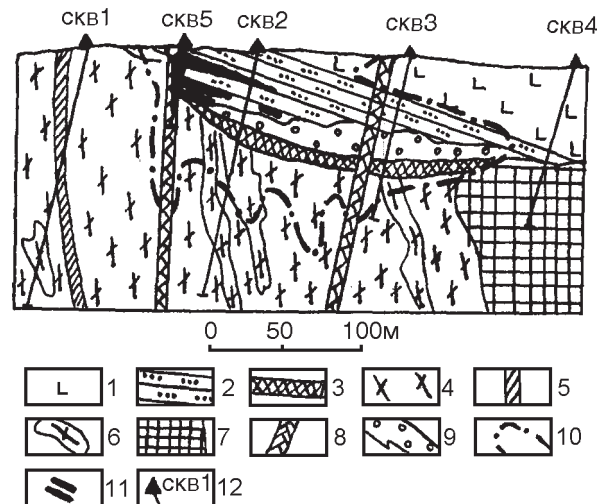


Рис.2. Схематический геологический разрез проявления Топорикан.

1 - диабазы; 2 - песчаники; 3 - коры выветривания; 4 - гнейсы биотитовые графитсодержащие; 5 - дайки диабазов; 6 - гнейсо-граниты; 7 - метагаббро; 8 - зоны дробления; 9 - ореолы окварцевания; 10 - ореолы березитизации; 11 - зоны оруденения; 12 - скважины и их номера.

лейкокसेне, твердых битумах, гетите, гидрогетите и новообразованном цирконе. Для руд этого типа характерны повышенные содержания свинца, цинка, меди, молибдена и золота. По данным корреляционного анализа уран ассоциируется с молибденом, серебром и мышьяком [5].

Многочисленные ореолы аргиллизитовых метасоматитов с урановой минерализацией отмечаются в западной части Улканского прогиба. Наиболее значительным из них является проявление Элгэтэ. Вмещающими оруденение породами являются лавы и вулканокластические породы трахириолитового состава элгэтэйской и песчаники топориканской свит нижнего протерозоя. Ореолы аргиллизитов контролируются крутопадающими разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания и узлами их пересечения. Размеры ореолов метасоматитов достигают нескольких сотен метров в поперечнике. Основные минералы аргиллизитов этого проявления - кварц, иллит, смешанослойные (гидрослюда+монтмориллонит) минералы, реже встречаются гетит, лейкоксен, ферри-молибдит, вульфенит, самородное золото и медь, жильные минералы представлены флюоритом и бертрандитом [12]. Урановая минерализация - гидратизированный настуран, купроскладовскит, метаураноцирцит. Уран также концентрируется в новообразованных гетите, гидрогетите и эвксените (O.N%). Уран обнаруживает положительную корреляционную связь с молибденитом, серебром, мышьяком. Кроме урана и молибдена, в аргиллизитах отмечаются также рудные концентрации иттрия, циркония, ниобия, тантала и тория.

Рудопоявление Конкули располагается на южном фланге Учурского прогиба и локализовано в зоне стратиграфического несогласия нижнерифейских осадочных образований с архейскими метаморфитами [8]. Вмещающими породами являются мраморы, гнейсы и гранито-гнейсы, которые перекрыты аллохтонными корами выветривания и плохо отсортированными гравелитами. Проявление располагается в узле пересечения крупных разломов субширотного и северо-западного простирания. Вмещающие оруденение породы доломитизированы, аргиллизированы и графитизированы. Карбонатизация и аргиллизация наблюдаются также и в вышележащих песчаниках, но рудной минерализации в них не установлено. Карбонатизация проявилась на ранних этапах процесса, аргиллизация - на более поздних. Минералы аргиллизитов представлены кварцем, гидросерицитом, реже роскоэлитом, углеродистым веществом, гипсом, ортоклазом, пиритом, смешанослойными минералами. В качестве примесных отмечаются деклазит, ярозит, бассонит, герсдорфит, стивенсит, ковеллин, малахит, халькопирит и сфалерит. Ос-

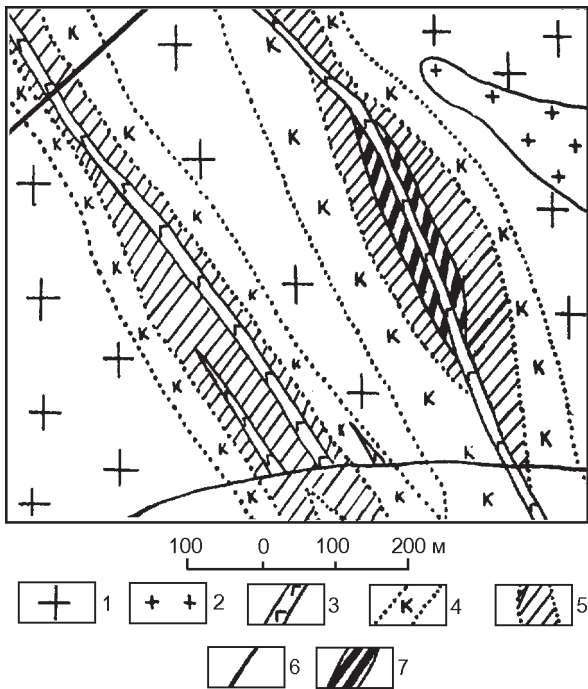
новным уран-ванадийсодержащим минералом является карнотит, из собственно урановых минералов отмечаются цейнерит и метацейнерит. В рудных и аномальных концентрациях, помимо урана, отмечаются ванадий (до 5%), серебро, цинк, медь и золото.

Описанные выше рудопоявления Топорикан и Конкули по своему структурному положению, характеру изменений и геохимическим парагенезисам во многом близки известным за рубежом месторождениям типа "несогласия" [14,15,18,25] и, особенно, рудным объектам района впадин Телон и Атабаска на Канадском щите [23-25 и др.]. Более специфично проявление Элгэтэ в связи с его своеобразными меняющимися геохимическими ассоциациями.

Кварц-альбитовые с апатитом метасоматиты (эйситы) распространены среди раннепротерозойских магматических образований кислого состава Улканского прогиба и метаморфитов Алданского массива (табл.1, типы 5а-5в). Они слагают, как правило, крутопадающие жилообразные тела линзовидной формы, ограниченные только контурами зон дробления и катаклаза вмещающих их пород. Судя по минеральным ассоциациям, эти образования являются средне-низкотемпературными. Кроме урановой минерализации они несут редкоземельную и редкометалльную минерализацию часто промышленных масштабов [5,8,9].

Проявление урана Боковое (тип 5а) находится в центральной части Улканского массива гранитоидов [9]. Оно приурочено к зоне крупного разлома северо-западного простирания, который трассируется дайками позднепротерозойских диабазов (рис.3). Околорудные изменения представлены кварц-апатит-альбитовыми метасоматитами, развивавшимися на фоне предшествующих калишпатовых. Минералы этого типа метасоматитов представлены альбитом, фторапатитом, кварцем, цирконом, рутилом, ксенотимом, хлоритом, флюоритом, ильменитом, пиритом, галенитом, молибденитом и халькопиритом. Урановые минералы образуют многочисленную группу (см.табл.1), куда входят настуран и уранинит, из вторичных - преимущественно силикаты и фосфаты урана. Уран концентрируется и в других минералах - фторапатите, ксенотиме и цирконе. Устойчивую геохимическую ассоциацию образуют уран, иттрий, фосфор, свинец, медь и ниобий. Кроме урана промышленный интерес также представляют редкие земли иттриевой группы, бериллий.

Рудопоявление Тангукта (тип 5б) расположено в нижнепротерозойских вулканитах улканской серии южной части Улканского прогиба [5]. Вмещающие породы представлены трахириодацитами элгэтэйской свиты. Эйситовые изменения контролируются разломами субширотного и северо-западного простирания. К основным минералам эйситов прояв-



**Рис.3.** Схематическая геологическая карта проявления Боковое.

1 - граниты крупнозернистые; 2 - граниты субщелочные мелкозернистые; 3 - дайки диабазов; 4 - калишпатизация; 5 - эйситизация; 6 - разломы; 7 - рудный ореол.

ления относятся кварц, альбит, фторапатит. Мономинеральные массы последнего выполняют центральные зоны метасоматитов. Из второстепенных минералов отмечаются карбонат, гематит, рутил; из редких и рудных - флюорит, барит, маггемит, алюминит, корунд, турмалин, циртолит, синхизит, монацит, торит, ксенотим, углеродистое вещество. Урановым минералом является браннерит, вторичные минералы представлены бета-уранотилом, отенитом. Повышенные концентрации урана отмечаются в циртолите и апатите, особенно высокие - в темных разностях последнего. Рудные тела имеют жильную или изометричную штокверковую форму. Эйситы этого проявления содержат также богатое иттриевое оруденение, в рудных концентрациях отмечаются элементы цериевой группы, цирконий, серебро, ниобий. Согласно корреляционному анализу, в одну геохимическую группу попадают уран, торий, церий, лантан, фосфор, кальций, иттрий, ниобий и цирконий.

Многочисленные рудопрооявления и рудные зоны, связанные с эйситоподобными изменениями, отмечаются среди архейских гранитизированных графитсодержащих биотитовых гнейсов Учурского блока (тип 5в). Они тяготеют к разломам субмеридианального и северо-западного простираия и приурочены к местам их пересечения с флексурными из-

гибами, осями синклинальных складок и с зонами пологопадающих разрывных нарушений. Наиболее крупным из них является проявление Тавитчак. Мощность зон измененных пород на этом объекте достигает нескольких десятков метров, протяженность - 1.5 км. Околорудные изменения представлены альбит-хлорит-апатитовыми метасоматитами. Они содержат вкрапленность, гнезда, линзовидные прожилки, выполненные зернами и агрегатами зерен флюорита, циркона, сфена, барита, оранжита. Многочисленные минералы урана представлены настурраном, уранинитом, силикатами, сульфатами, сульфат-карбонатами (шрекингерит), карбонатом (ураноталит). В единую геохимическую ассоциацию связаны уран, фосфор, редкоземельные элементы.

Проявление Утукандя аналогичного типа в измененных гнейсах Батомгской складчато-блоковой системы локализовано в сходных геологических условиях. Проявления урана в эйситах и эйситоподобных породах по своему структурному положению и характеру изменений аналогичны месторождениям Канадского (Эйс-Фей), Бразильского (Итатая) щитов и Кокчетавского выступа [1,14].

На северо-востоке характеризуемого региона находятся комплексные уранредкоземельные рудопрооявления в карбонатитах Арбарстахского массива щелочных и ультраосновных пород [7]. Центральная часть массива сложена измененными пироксенитами с жилами верлитов, щелочных пикритов, кимберлитов и карбонатитов. В его периферийной части отмечаются тела нефелиновых и канкринитовых сиенитов. Вмещающие массив гнейсы интенсивно фенитизированы. В фенитах, измененных пироксенитах и карбонатитах установлены повышенные содержания урана. Основная часть наиболее крупных проявлений (несколько десятков объектов) локализована в карбонатитах. Размеры жил последних варьируют от 0.1 м до 150 м по мощности и от 10 м до первых сотен метров по протяженности. В плане тела карбонатитов имеют концентрически-кольцевое расположение, подчеркивая этим структуру массива. Урановая минерализация представлена уранинитом, ураноторианитом, вторичными урановыми и многочисленными уранконцентрирующими минералами (см.табл.2). Из числа последних наибольшее значение имеют бета-фит (до 14% урана), пирохлор (1.502%), сфен (до 2%), циртолит, биотит, бадделеит (до 0.3%). В небольших количествах указанные минералы содержатся и в комафоритах карбонат-апатит-флогопит-магнетитового состава. Большая часть проявлений урана приурочена к разрывным нарушениям северо-западного простираия. В рудах, кроме урана, в высоких концентрациях содержится торий, причем торий-урановое отношение в пределах отдельных тел значительно колеблется. В целом для массива характерно пре-

обладание урана над торием в его краевых частях и тория над ураном - в центральной части. Согласно корреляционному анализу, устойчивый геохимический парагенезис образуют уран, торий, ниобий, тантал, цирконий, гафний, редкоземельные элементы иттриевой и цериевой групп, скандий, стронций и барий. Рудные минералы часто локализуются в радиоактивных делювиальных-пролювиальных россыпях протяженностью до нескольких сотен метров. Урановое оруденение подобного типа следует относить к уран-редкоземельной формации в связи с интрузиями щелочно-ультраосновного состава. В гнейсах южной части Батомгского блока также встречаются отдельные жилы карбонатитов с редкоземельно-торий-урановой минерализацией.

Проявления мезозойского возраста (110-130 млн лет) сформировались в процессе меловой тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита. Последняя наиболее интенсивно проявилась в пределах Становой складчато-блоковой системы и выразилась во внедрении крупных батолитов гранитоидов и в образовании отдельных небольших полей вулканитов (Сутамская, Бомнакская, Сугджариканская вулканоструктуры).

Проявления в вулканитах мезозойского возраста (см.табл.1, тип 2а) немногочисленны и невелики по своим размерам. Они тяготеют к субвулканическим и экструзивно-жерловым образованиям и представлены бедными рудами. Наиболее значительны из них проявления Сутамской вулканоструктуры в зоне Станового разлома. Вулканоструктура представляет собой кальдеру проседания и сложена вулканитами кислого и среднего состава повышенной щелочности. Центральную часть ее занимает субвулканическая интрузия гранит-порфиров. Ураноносные зоны приурочены к узлам пересечения разломов в полях развития риолитов и их туфов. Основными минералами рудоконцентрирующих аргиллизитов являются кварц и каолинит, реже встречаются гидросерцит, монтмориллонит, алевардит, ректорит, посудит, диккит, шамозит, анкерит, сидерит, пиррофиллит. Настуран образует редкую спорадическую вкрапленность в метасоматитах. В рудах отмечаются повышенные содержания молибдена, мышьяка, свинца, меди и серебра. Урановые проявления в вулканитах по типу изменений и по условиям локализации сходны с проявлениями подобного рода уран-молибденовой формации мезозойского возраста в других районах мира [4,15,16,22]. Все рудопроявления этого типа генетически связаны с вулcano-плутоническими образованиями на конечных стадиях развития вулканоструктур.

Проявления Пакчи и Унин (см. табл.1, тип 2б), расположенные в зоне Окононского глубинного разлома, пространственно приурочены к телам мезо-

зойских гранитоидов удско-зейского комплекса. Рудные тела, как правило, контролируются оперяющимися основной разлом тектоническими нарушениями северо-восточного простирания. На проявлении Пакчи околорудно измененные породы сложены кварцем, гидрослюдами, хлоритом, парагонитом, пренитом, монтмориллонитом, лимонитом. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом, урановой чернью и уранофаном. Уран также концентрируется в черном апатите, сфене, ильмените, пирите, гидроокислах железа. В рудах отмечаются повышенные содержания свинца, золота, мышьяка, серебра и молибдена. На проявлении Унин околорудные изменения представлены аргиллизитами кварц-гидрослюдистого состава, рудные минералы - настураном и вторичными водными окислами: уранофаном и новочекитом. В повышенных концентрациях присутствуют золото, свинец, мышьяк, серебро, молибден, барий.

Проявления аналогичного типа установлены в Кет-Капской вулcano-плутонической зоне среди нижнерифейских образований омахтинской и энинской свит, прорванных поздне меловыми сиенит-порфирами. Наиболее значительным из них является проявление Ярбанк (см.табл.1, тип 3). Пологопадающая на север минерализованная зона залегает согласно напластованию вмещающих песчаников, известковистых песчаников и доломитов. Она представлена сульфидизированными (пирит, халькопирит, пирротин) и карбонатизированными породами, в которых установлена урановая минерализация - настуран и тухолит. Проявление сопровождается рядом аналогичных объектов, менее изученных. В пределах восточной части Кет-Капского поднятия ореолы повышенных и аномальных концентраций урана при стабильно низких содержаниях тория обнаруживают пространственную приуроченность к полям развития золотосодержащих эпидот-диопсид-флогопитовых скарнов в экзоконтакте меловых интрузий и к зонам аргиллизитов по меловым субщелочным кварцевым диоритам. Урановорудные объекты этого типа известны и в других районах мира [4,16]; руды могут быть отнесены к уран-молибденовой или уран-сульфидной рудным формациям.

Наиболее типичное неоген-четвертичное накопление урана установлено в неоген-четвертичных корях выветривания по более древним породам и в русловых отложениях (см.табл.1, тип 1). Как правило, породы подвергшиеся выветриванию, были изначально обогащены ураном. Все рудные тела такого типа отличаются небольшими размерами и невысокими концентрациями урана. Из них наиболее значительны тела проявлений, расположенных в южной части региона (Свинец и др.). По данным буровых работ они имеют пластообразную форму и локали-

зуются в частично перекрытых корках выветривания по мезозойским и протерозойским гранитоидам. Кроме обломков минералов, из которых состоят граниты, в корках выветривания содержатся редкие обломки эффузивных пород и обрывки растительной ткани. Цементом служат тонкообломочный материал кварц-полевошпатового состава, гидробитит, хлорит, эпидот, каолинит, сфен, галлуазит и пиролюзит. Мощность горизонтов аномальных концентраций урана (0.005-0.04%) достигает нескольких метров. Повышенные содержания урана связаны с его сорбцией гидроокислами железа и марганца (0.0N%), пиролюзитом (0.07%) и сфеном (до 0.2%), отмечается присутствие метаотенита. Проявления урана, связанные с его ореолами рассеяния в сиалических корках выветривания - распространенное явление, описанное и другими исследователями [4,13,19].

Для радиоактивных проявлений всех возрастов этого региона отмечается характерная особенность - по мере омоложения их возраста концентрация тория в измененных породах уменьшается вплоть до появления чисто урановых руд в светлослюдистых и аргиллизитовых метасоматитах.

Минералы урана из рудных проявлений региона относятся к первичным безводным окислам, отложившимся из водных растворов, и к минералам зоны окисления. Всего выявлено 29 собственно урановых, 1 уран-ториевый и 8 урансодержащих минералов. Из безводных окислов урана и тория отмечается ураноторианит, из безводных окислов урана - настуран, уранинит, урановые черни. Водные окислы урана представлены беккерелитом, ванденбрандеитом, фурмарьеритом, кюрином, гуммитом, браннеритом, ургитом; силикаты урана - уранофаном, бета-уранотилом, купроскладовскитом, казолитом; карбонаты - уранотилом; сульфат-карбонаты - шрекингеритом; сульфаты - цеппеитом, уранопилитом; фосфаты - фосфуранилитом, отенитом, сабугалитом, ураноцирцитом, торбернитом, метаторбернитом, ренардитом; арсенаты - ураноспинитом, новачекитом, цейнеритом, метацейнеритом, карнотитом. Урансодержащие минералы представлены тухолитом, твердыми битумами, торитом, пирохлором, гатчеттолитом, бетафитом, давидитом. Кроме этого уран концентрируется в многочисленных породообразующих и аксессуарных минералах метасоматитов (см.табл.1) в количестве от 0.003% (магнетит, эгирин) до 0.3% (сфен, циркон, пирохлор и др.). Наиболее распространенным собственно урановым минералом в высокотемпературных рудоносных образованиях раннего докембрия является уранинит, из урансодержащих - ортит и давидит. Более низкотемпературные рудоносные метасоматиты мезозоя и позднего протерозоя характеризуются настурановой минерализацией. Особое положение занимают высокотемпературные щелочные метасоматиты раннего

протерозоя и карбонатиты рифея, в которых почти весь уран сосредоточен в многочисленных урансодержащих и уранконцентрирующих минералах. В низкотемпературных щелочных метасоматитах (эйситах позднего протерозоя) основная масса урана содержится как в уранините, так и в настуране, а также в браннерите и апатите. Светлослюдистые метасоматиты сопровождаются сульфидами, щелочные метасоматиты и карбонатиты - редкоземельными рудными минералами. Исследование минеральных ассоциаций в рудах указывает на то, что руды можно отнести к уран-торий - редкоземельному и собственно урановому минеральным типам. В составе первого типа можно выделить шесть минеральных подтипов: уранинитовый, настуран-уранинитовый, давидит-уранинитовый (раннедокембрийские пегматиты и метасоматиты); цирконовый и циркон-пирохлоровый (раннепротерозойские щелочные метасоматиты) и пирохлоровый (позднепротерозойские карбонатиты). Собственно урановый минеральный тип характерен для светлослюдистых метасоматитов и аргиллизитов рифея и мезозоя. Он подразделяется на два подтипа: настуран-сульфидный и настуран-гидрослюдистый.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая вышесказанное, отметим, что многочисленные урановые проявления юго-восточной части Сибирской платформы характеризуются значительным разнообразием. Это обусловлено сложной тектонической обстановкой, разнотипной геохимической специализацией отдельных блоков и специфическими особенностями проявленности рудогенерирующих процессов в разные эпохи. Полученные результаты позволили выделить урановорудную Восточно-Алданскую металлогеническую область, в пределах которой намечается три площади, различающиеся особенностями урановой минерализации:

1 - южная часть Становой складчато-блоковой системы с широкой проявленностью оруденения в раннедокембрийских пегматитах, кремнещелочных и ассоциирующих с ними темноцветных метасоматитах;

2 - юго-восточная часть Алданского кристаллического массива с многочисленными проявлениями раннепротерозойского и рифейского возраста;

3 - зона сочленения Алданского массива и Становой складчато-блоковой системы, контролирующая оруденение в мезозойских вулканитах и гранитоидах.

С практической точки зрения интерес представляют рифейская и мезозойская урановорудные эпохи. Рудные объекты этих эпох относятся к известным и перспективным промышленно-генетическим типам в гранитоидах, вулканотектонических структурах и в зонах структурно-стратиграфических не-

согласий. Последний тип является наиболее перспективным, а за рубежом - промышленно-ведущим [14,15,18].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов В.В., Раудонис П.А. К вопросу о формировании тел ураноносных апатитов и их взаимоотношениях с дайками //Геология руд. месторождений. 1983. № 2. С.98-104.
2. Бескин С.М., Нечаева И.А. и др. Типы и поисковые критерии редкометалльных и редкоземельных месторождений щелочно-гранитных формаций. М., 1987. 54 с.
3. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1968. № 2. С.35-40.
4. Гидротермальные месторождения урана/Под ред. Ф.И. Вольфсона. М.: Недра, 1978. 446 с.
5. Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита //Тихоокеан. геология. 1991. № 4. С.78-85.
6. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита//Труды ассоциации "Дальнедра". 1992. Вып.2. С.66-69.
7. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива//Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 54-63.
8. Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е. и др. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 2. С. 111-118.
9. Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края//Труды ассоциации "Дальнедра". 1992. Вып.2. С. 70-75.
10. Гурьянов В.А. Рудоносные щелочные метасоматиты Улканского вулканогенного прогиба, юго-восток Сибирской платформы//Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений. Информационные материалы Всероссийской конференции "Метасоматизм и рудообразование". Екатеринбург, 1997. С. 89-90.
11. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Особенности докембрийской металлогении Улканского рудного района юго-восток Сибирской платформы//Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. междунард.совещ.. СПб.: ИГД РАН, 1997. С. 28-29.
12. Кириллов В.Е., Горошко М.В., Соломатин Г.Б. Тантал, ниобий и бериллий в аргиллизированных вулканитах Улканского прогиба//Труды ассоциации "Дальнедра". Вып.2, 1992. С. 86-92.
13. Коченов А.В., Расулова С.Д. Об условиях мобилизации и накопления урана при современном осадкообразовании//Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М.: Недра, 1978. С. 12-21.
14. Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.
15. Лаверов Н.П., Рыбалов Б.М., Величкин В.И. и др. Основы прогноза урановых провинций и районов. М.: Недра, 1986. 206 с.
16. Металлогения урана континентальных блоков земной коры /Афанасьев Б.В., Бузовкин С.В., Голубев Б.Б., и др. Л.: Недра, 1980. 256 с.
17. Мигута А.К. Уранотитановые рудные формации // Сов. геология. 1976. № 12. С.23-36.
18. Наумов С.С., Терентьев В.М., Харламов М.Г. Перспективы открытий урановых месторождений в России// Разведка и охрана недр. 1996. № 4-5. С.7-14.
19. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
20. Солодов Н.А., Усова Т.Ю. Рудоносность щелочных гранитов. М.: 1986. 62 с.
21. Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., 1962. 604 с.
22. Шувалов Ю.М., Пельменев Л.Д. и др. Геология и металлогения Забайкалья и Восточной Монголии. Л., 1992. 236 с.

Поступила в редакцию 23 января 1997 г.

Рекомендована к печати Малышевым Ю.Ф.

*M.V.Goroshko, V.A.Guryanov, V.Ye.Kirillov*

#### Uranium metallogeny of the south-eastern part of the Siberian platform

The paper considers new data on uranium metallogeny of the south-eastern part of the Siberian platform. It is shown that uranium occurrences are widespread in the hydrothermal altered rocks of the region. They are represented by different genetic types and formed in the periods of tectonic and magmatic activation of regional structures in the Proterozoic, Riphean and Mesozoic. There are cases of uranium accumulation in Neogene-Quaternary crusts of weathering. The Riphean eisititic, beresitic, argillized formations and Mesozoic argillites are most productive for ore genesis.

**МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ И ДИССИММЕТРИЯ ЭНДОГЕННЫХ  
СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА. СТАТЬЯ 1. ПРИНЦИП КЮРИ И  
РАЗМЕЩЕНИЕ РУД МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ В  
ОЧАГОВЫХ СИСТЕМАХ**

*А.А.Гаврилов*

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г.Владивосток*

Эндогенные структуры центрального типа (СЦТ) представляют класс инъективных дислокаций корового и мантийного заложения, которые контролируют размещение проявлений, месторождений и районов сосредоточения полезных ископаемых разного типа (руды металлов, алмазы, углеводороды и др.). Сравнительное изучение и выявление общих закономерностей их локализации связано с необходимостью использования формализуемых признаков и схем описания очаговых систем разного генезиса, возраста и ранга. Определяющая роль в решении этих задач принадлежит аппарату теории симметрии, которая является составной частью общей теории систем. Рассмотрены многочисленные примеры разнопорядковых очаговых структур, характеризующихся асимметричным и диссимметричным расположением различных руд металлов и алмазоносных кимберлитов относительно геометрического центра и зеркальной линии, различной продуктивностью и минерагенической специализацией диаметральных блоков. В основе этого явления лежит взаимоналожение симметрий структурообразующих потоков энергомассопереноса и анизотропной геологической среды (принцип Кюри). Установленные общие закономерности асимметричного размещения полезных ископаемых в СЦТ позволяют существенно сократить объем непроизводительных поисково-разведочных работ, более целенаправленно проводить геологические изыскания и решать вопросы прогнозирования.

**ВВЕДЕНИЕ**

Важнейшая роль эндогенных структур центрального типа (СЦТ)\* в контроле проявлений, месторождений руд и размещении рудных районов по мере развертывания разномасштабных космогеологических и морфоструктурно-минерагенических исследований в различных регионах становится все более очевидна [8, 11, 17, 18, 20, 27, 28 и др.]. По некоторым данным [12] более 70% месторождений меди, молибдена, вольфрама, олова, золота, серебра и других металлов пространственно связаны с СЦТ различного генезиса и возраста. Рудоконтролирующее значение СЦТ определяет и ее россыпеконцентрирующую функцию. Рудные тела и зоны, разрушаясь под действием экзогенных процессов, формируют вторичные ореолы и потоки рассеивания. По материалам В.А. Буряка и Е.В. Нигай [2], СЦТ, занимая 47% территории Приамурья, контролируют размещение 62% россыпей. Пространственно-генетические связи россыпей с СЦТ установлены также в других россыпепеносных провинциях Дальнего Востока [30, 31 и др.]. Столь же хорошо известна приуроченность многих месторождений нефти и газа к куполь-

ным, сводовым и другим СЦТ [14, 18, 29 и др.]. В частности, по материалам В.Б. Полкановой [21] из 186 выделенных ею в Западно-Сибирской провинции СЦТ 142 совпали с известными месторождениями углеводородов (около 76%). Сопоставимые результаты получены и по другим регионам [14].

Все это позволяет оценивать эндогенные СЦТ как универсальные формы отражения инъективных дислокаций [6], контролирующих поступление потенциально продуктивных разноглубинных потоков тепломассопереноса недр к поверхности и размещение проявлений и месторождений различных типов полезных ископаемых.

На фоне постоянно растущего объема структурно-геоморфологических, космогеологических и геофизических данных о строении рудо- и нефтегазоносных районов все большую актуальность приобретает выявление общих пространственных закономерностей размещения и локализации полезных ископаемых в СЦТ. Некоторые шаги в этом направлении уже сделаны. Установлено, что характерной чертой многих рудоконтролирующих и рудовмещающих СЦТ является радиально-концентрическая зональность размещения оруденения. Такие данные получены для гранито-гнейсовых куполов [1], вулканотектонических депрессий, плутонических, вулканоплутонических куполов [3, 4, 20, 24 и др.], сводово-блоковых поднятий [12, 17, 25 и др.] и других оча-

\* В данной работе анализируются СЦТ, связанные с существованием коровых и более глубинных энергогенерирующих очагов (центров). СЦТ экзогенной природы не рассматриваются.



говых структур. В качестве участков повышенной концентрации проявлений рудной минерализации выделяются области наложения очаговых структур друг на друга - зоны интерференции, по В.В.Соловьеву [28], или зоны встречных дуг, по М.Г.Золотову [9]. По аналогии с этим имеются данные о приуроченности к узлам интерференции, участкам сопряжения встречных концентров потенциально нефтегазонасных СЦТ залежей углеводородного сырья [18]. Повышенной перспективностью отличаются также зоны пересечения очаговых структур секущими магмо- и рудоконтролирующими разломами, узлы пересечения концентрических и радиальных каркасных разломов [3, 12, 17 и др.]. По мнению И.Н. Томсона и Н.Т. Кочневой [32] особое рудоконцентрирующее значение в пределах длительноживущих эндогенных центров имеют сателлитные очаговые структуры, связанные с наиболее поздними этапами тектономагматической активности. Э.Уиссер [35] в результате изучения более 100 рудных месторождений и полей Кордильер пришел к выводу о ведущей контролирующей роли купольных магматогенных структур. В ряде случаев им отмечается, что рудная минерализация концентрируется в пределах полукуполов. При анализе большого массива данных по 22 видам полезных ископаемых России и ряда континентов Б.В.Ежовым и В.Л.Андреевым [8] сделаны выводы: о рудной специализации различных кольцевых зон СЦТ мантийного заложения; закономерности ассоциаций рудных и некоторых нерудных полезных ископаемых в пределах кольцевых зон разного диапазона значений радиусов; приуроченности максимальной плотности месторождений к группам сопряженных кольцевых зон определенного размера.

В то же время, некоторые общие особенности локализации полезных ископаемых в пределах разнорядковых СЦТ еще недостаточно широко освещены в центральной печати и мало известны геологам практикам. Это касается, в частности, явлений металлогенической и минерагенической диссимметрии и асимметрии СЦТ [5, 6]. Появляются десятки публикаций с замечательными фактами асимметричного размещения полезных ископаемых в СЦТ [19, 26, 36, 40, и др.], но этот феномен никто не отмечает. Между тем, помимо научного значения, минерагеническая асимметрия СЦТ представляет огромный практический интерес, позволяя существенно сузить фронт поисковых, поисково-разведочных работ и сократить объем непроизводительных расходов.

#### МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Эндогенные СЦТ представляют класс конвективных диссипативных самоорганизующихся структур, образование которых определяется взаимодействием разноточных потоков вещества и энергии

с породами земной коры и литосферы. Поскольку конвективные процессы протекают только в условиях, когда вещество находится в подвижном (газовом, жидком или квазижидком) состоянии, форма и симметрия потоков энергомассопереноса и связанных с ними геологических тел и структур повторяет симметрию силового поля окружающей среды, т.е. гравитационного поля Земли. Обычно она описывается на основе формулы симметрии конуса  $L_{\infty} P(m)$ , трансформируемой для большинства природных объектов в  $L_n P(n, m)$ , где  $L$  - ось симметрии бесконечного или  $n$  порядка,  $P$  - плоскость симметрии,  $m$  - зеркальная линия [28, 38]. В соответствии с принципом Кюри [15] СЦТ сохраняет только те элементы собственной симметрии потока, которые совпадают с наложенными элементами симметрии среды. Для изотропных условий она совпадает с симметрией сферы, а для анизотропной-эллипсоида. Их суперпозиция с симметрией конвективных токов в гравитационном поле дает результирующую формулу с теми же основными элементами  $L$  и  $P$ .

На пространственную организацию потоков энергомассопереноса влияет также форма источника энергии, морфология области возмущения среды. Так как в данном случае рассматриваются области аномальной эндогенной активности, организованные из одного центра и принципиально сводимые к точке, симметрия поля напряженности будет соответствовать сфере или эллипсоиду. Кумулятивный выброс энергии из такой области имеет форму телесного угла, симметрия которого также описывается на основе формулы конуса.

Анализ многочисленных материалов по моделированию инъективных дислокаций [16, 20, 23 и др.] показывает, что общая схема реализации напряжений из эндогенного центра (очага, фокуса) представляет собой процесс преодоления потоком вещества и энергии физического барьера, соотносимого с одним или несколькими слоями пород. Например, при взрывном процессе выброс материала осуществляется в виде кумулятивной струи, ориентированной в направлении наименьшего сопротивления среды (принцип минимизации энергозатрат), а пробой имеет форму конуса, или цилиндра, переходящего в конус (флюидно-экспозивные структуры, трубки взрыва и др.). Центральная ось СЦТ фиксирует направление максимального потенциала и, соответственно, наименьшее расстояние между энергетическим центром и поверхностью. Поток энергомассопереноса направлен против вектора силы тяжести, но его работа осуществляется в геологической среде, которая полностью подчинена симметрии гравитационного поля. При относительно медленном процессе взаимодействия потока и внешней среды главенствующая роль гравитации проявлена еще более

наглядно: инъективные дислокации и возникающие формы напрямую связаны с дефицитом плотности более глубоко залегающих магматических или осадочных пород, явлениями плотностной, температурной конвекции, диапиризма. Именно симметрия гравитационного поля лежит в основе подобия внешней формы и гомологии инфраструктур СЦТ разных размеров, рангов, классов размерности [6]. Меняются соотношения мощности энергетических центров и глубин их залегания, физико-механические и реологические свойства пород, параметры систем разрывов и т.д., но пространственная организация сателлитных очаговых формирований и систем разломов, связанных с инъективными дислокациями сохраняет черты радиально-концентрической инфраструктуры. В геологической практике известны примеры практически идеальной радиально-концентрической организации вещественных и структурных комплексов и связанных с ними рудных тел и зон, которые могут рассматриваться как эталонные (Арбарастахский, Кондерский и другие мафические массивы, гранитные кольцевые комплексы Северной Африки и т.д.). Гомология форм и инфраструктур СЦТ различных типов и классов размерности открывает возможности их сравнительного изучения и делает уникальным объектом тектонических и минерагенических исследований.

Любые проявления диссимметрии\* и асимметрии в распределении конформных вещественных комплексов и связанных с ними геохимических аномалий разного ранга (вплоть до месторождений) от эталонов отражают, в соответствии с правилом Кюри, искажающее влияние факторов внешней среды, ее анизотропию. Эти «дефекты» (в том числе и минерагенические) СЦТ могут служить важным предметом исследований, так как несут информацию о среде и условиях формирования инъективных дислокаций разного уровня глубинности.

В основе выявления общих закономерностей размещения полезных ископаемых в СЦТ лежит сравнительный анализ особенностей локализации различных по происхождению и составу проявлений полезных ископаемых в очаговых системах разных классов размерности, генезиса, возраста, ранга. Сопоставление столь разнородных данных и признаков возможно только на основе унифицированного подхода, в частности, использования аппарата теории симметрии, которая является важной составной частью общей теории систем [37].

В физике и математике симметрия рассматривается обычно как свойство инвариантности относительно групп преобразований. Однако при решении конкретных задач необходимо определить тип объекта-носителя симметрии и совокупность анализируемых признаков. В соответствии с известными представлениями А.В. Шубникова [39] одно и то же реальное тело может иметь различную симметрию в зависимости от тех свойств и признаков, которые выбираются для анализа. Очевидно, что симметрии размещения конформных магматических комплексов и проявлений полезных ископаемых в СЦТ могут быть существенно различны, отражая сложную специфику взаимодействия факторов потоков энерго-массопереноса и среды. По Ю.А. Урманцеву [37], симметрия-категория, обозначающая сохранение признаков  $\Pi$  объектов относительно изменений  $I$ . Относительно других изменений множество  $\Pi$  может не быть инвариантным, поэтому необходимое дополнение любой симметрии соответствующая ей асимметрия. Асимметрия-диалектическая противоположность симметрии, категория, обозначающая несохранение признаков  $\Pi$  относительно изменений  $I$ . Этот термин довольно широко используется при описании неравномерного распределения признаков или деталей поверхности различных симметричных объектов: кристаллов, вулканов, небесных тел и др.

Введение криволинейных зеркальных плоскостей, зеркально-винтовых осей симметрии и других новых элементов, формирование воззрений о двух- и многоцветной, криволинейной, гомологической симметрии (работы А.В. Шубникова, Д.В. Наливкина, В.И. Михеева и др.) знаменуют поиск новых, все более сложных закономерностей строения и пространственной организации различных систем и структурирования пространства. С этих позиций, асимметричное распределение признаков в пределах какой-либо формы или СЦТ, исходя из другой модели описания, можно представить как антисимметричное, или сочетание черного и белого полей признаков. В антисимметричном мире в виде асимметрии выступает симметрия и, наоборот, при традиционном подходе асимметрия и антисимметрия могут рассматриваться как синонимы. Тем не менее, понятие асимметрии сохраняет свое методологическое значение, фиксируя минимальный уровень упорядоченности и своеобразную точку отсчета в общей шкале оценки симметрии распределения признаков. Если зависимость симметрии от выбора признаков и типов преобразований определяет ее относительность, то триада понятий: симметрия-диссимметрия-асимметрия имеет абсолютное значение, являясь основой любого симметричного анализа, независимо от выбора признакового пространства и систем операционных преобразований.

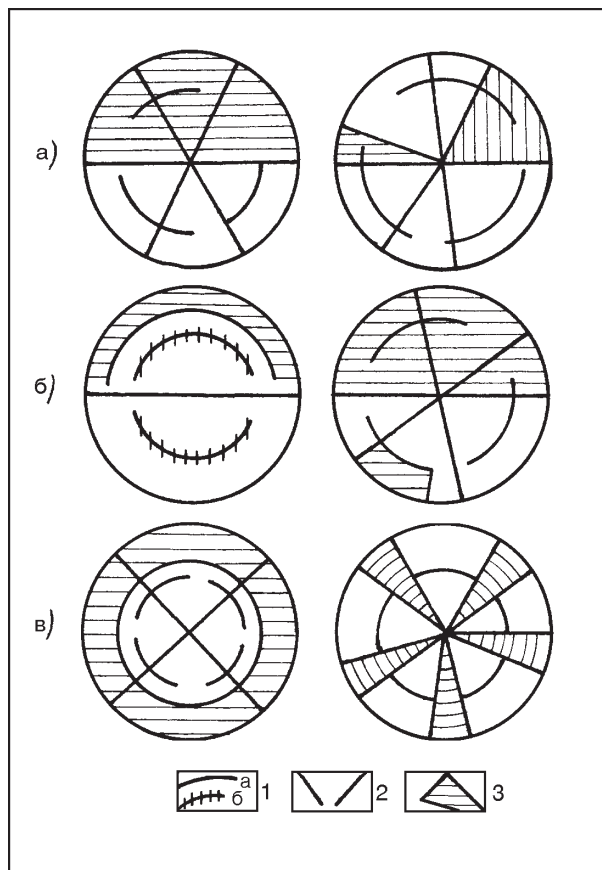
---

\* Диссимметрия по П.Кюри [15] - совокупность отсутствующих элементов симметрии, выступает здесь как показатель отклонения пространственной организации элементов структурного и вещественного конформного комплекса СЦТ от идеальной модели.

Выбор оптимальной модельно-целевой установки и схем унифицированного описания СЦТ [6] во многом определяется уровнем их изученности и паспортизации. Накопленные к настоящему времени данные отражают только начальный этап исследования возможностей применения симметричного анализа для выявления общих закономерностей локализации полезных ископаемых в СЦТ. Поэтому целесообразно ограничиться рамками простых, достаточно хорошо апробированных в кристаллографии [38] моделей. Плоскостная проекция СЦТ может быть уподоблена проекции какого-либо кристалла при сопоставлении сегментарных, секторальных блоков граням, радиальных и конических разломов ребрам и т.д. В перспективе наряду с традиционными элементами симметрии при изучении локализации полезных ископаемых в СЦТ могут применяться винтовые, зеркально-винтовые оси, трансляционные преобразования симметрии подобия, отражающие радиально-концентрическую организацию и рост энергетических центров, антисимметрии и др. Но в этом случае, сложность создания унифицированной модели для описания всего многообразия потенциально продуктивных СЦТ существенно возрастает.

На рис 1 показаны некоторые, часто встречаемые варианты минерагенической асимметрии, диссимметрии и симметрии СЦТ (см. ниже). Штриховкой отмечены блоки, отличающиеся по продуктивности или минерагенической специализации. Теоретически, число возможных вариантов размещения различных по продуктивности и специализации блоков и сателлитных очаговых структур может быть достаточно велико. Однако статистически обоснованных эмпирических данных о различных типах минерагенической симметрии, диссимметрии и асимметрии СЦТ пока недостаточно. В данной работе акцентируется внимание на наиболее ярко выраженном типе асимметрии, связанном с различной продуктивностью диаметральных блоков, и некоторых особенностях диссимметричного размещения полезных ископаемых.

Под минерагенической симметрией СЦТ понимается такой порядок расположения различных по масштабу продуктивных, минерагенически специализированных секторальных, сегментарных, диаметральных, концентрических блоков и сателлитных очаговых структур, который может быть описан и воспроизведен на основе осей, плоскостей симметрии и центра инверсии. Инвариантность преобразований определяется четкой геометрической позицией, конфигурацией выделов и применением элементов симметрии, обеспечивающих совмещение и взаимоналожение минерагенически специализированных частей СЦТ при вращении их вокруг вертикальной оси, трансляции или отражении в зеркальной плос-



**Рис. 1.** Принципиальная схема некоторых возможных вариантов минерагенической асимметрии (а), диссимметрии (б) и симметрии (в) СЦТ

Каркасные системы разломов. 1- дуговые и кольцевые: а-рудоконтролирующие, б-рудоносные; 2- радиальные. 3- диаметральные, секторальные и сегментарные блоки, отличающиеся максимальной концентрацией полезных ископаемых или специфической минерагенией (штриховка).

кости (линии). Очевидно, что эти особенности композиции характеризуют не геометрическую, а структурную симметрию очаговых систем. Так как формирование полезных ископаемых в СЦТ, как правило, генетически или парагенетически связано с образованием конформного структурного и вещественного комплексов, их распределение подчиняется тем же самым правилам пространственной организации. Минерагенические характеристики: плотность, особенности локализации проявлений полезных ископаемых, геохимических аномалий, их тип, масштаб, зональность размещения, параметры, морфология продуктивных площадей и др. - выступают столь же важными геоиндикаторами строения, симметрии, генезиса и особенностей развития СЦТ, как магматические, тектонические, геоморфологические, геофизические признаки.

Термин минерагеническая диссимметрия отвечает нарушению радиально-концентрической симметрии, а асимметрия (антисимметрия) - отсутствию

симметрии в размещении продуктивных минерагенически специализированных площадей-частей СЦТ. Следовательно, минерагеническая асимметрия СЦТ определяется резко неравномерным расположением проявлений полезных ископаемых одного или нескольких типов относительно геометрического центра и диаметральных плоскостей, различной продуктивностью (количественный аспект) и минерагенической специализацией (качественный аспект) диаметральных, концентрических или сегментарных блоков, отсутствием радиально-концентрической минерагенической зональности. В связи с жесткой детерминированностью формы и симметрии СЦТ наблюдаемые в природе нарушения или отступления от радиально-концентрической организации структурно-вещественных комплексов очаговых структур, в том числе и явление минерагенической асимметрии, может быть вызвано только влиянием внешней среды.

Главными факторами ее анизотропии являются: вертикальная стратификация, слоистое строение геосфер и существование дискретности геологического пространства, обусловленной блоковым строением земной коры, литосферы и геодинамической активностью разрывных нарушений разной глубины заложения. Слоистые неоднородности располагаются перпендикулярно векторам перемещения потоков энергомассопереноса, обуславливая возникновение ярусной системы разноглубинных промежуточных центров в рамках единой магматогенной колонны [7, 28]. Именно с ними связана трансформация симметрии потока из  $L$  в  $P$  в  $L_n$  и  $P_n$ . В горизонтальной проекции промежуточным очагам отвечают системы концентрических сателлитов. Разрывные нарушения соответствуют крупным тектоническим несогласиям, зонам разрядки геодинамических напряжений, подвижек. Они играют двоякую роль, с одной стороны, выступая как геолого-геофизические барьеры, с другой - как каналы поступления магматического материала, флюидов и гидротерм. Многие СЦТ связаны с мажорными разломами парагенетически, образуя цепочки, ряды, пояса. Главным и зачастую единственным элементом симметрии разрывного нарушения как геологического тела является плоскость разрыва  $P$ . В то же время, относительно окружающего пространства  $P$  выступает как плоскость антисимметрии  $-P$ , фиксируя геодинамические различия, антагонизм крыльев сбросовых, сдвиговых и других дизъюнктивных дислокаций. Следовательно, взаимоналожение симметрий инъективных (СЦТ) и дизъюнктивных дислокаций дает общую формулу  $L_n P(P_-)$ , которая характеризует первоначально геодинамическую антисимметрию, а потом статическую асимметрию диаметральных блоков СЦТ. Аналогичные зависимости возникают и при формировании очаговой системы в среде, где суще-

ствуют первичные неоднородности, или статическая асимметрия. Здесь анизотропия среды, наоборот, трансформируется в геодинамическую антисимметрию.

Проведенный анализ материалов показывает, что эти взаимоотношения во многом определяются энергетикой процессов. При формировании эксплозивных СЦТ, когда вся энергия очагового процесса выделяется в виде кумулятивного кратковременного выброса (максимальная мощность и мгновенная диссипация), симметрия потока явно доминирует, а явления минерагенической диссимметрии и асимметрии проявлены редко. И наоборот, в условиях длительного и медленного роста очаговой системы (минимальная мощность и медленная диссипация) поток энергомассопереноса, приспособившись к анизотропии внешней среды, практически полностью заимствует ее асимметрию. Таким образом, симметрия распределения структурно-вещественных конформных комплексов и полезных ископаемых в СЦТ зависит не только от геодинамической и статической симметрии геологического пространства (принцип Кюри), но и от энергетики процессов. С этой точки зрения взаимоотношение симметрий объекта и среды есть по существу процесс взаимодействия энергетических полей. Более сильное поле как бы навязывает свою пространственную организацию силовых линий, каркасных элементов и, соответственно, симметрию. Предлагаемую В.А. Копциком [43] трактовку принципа Кюри о существовании факторов, повышающих начальную симметрию объекта (симметризаторы) и понижающих (диссимметризаторы) ее, также легко объяснить суперпозицией силовых полей. При их однородности и сходной векторизации происходит резонансное совмещение с усилением начальной симметрии, в других условиях происходит перестройка силового поля и формы объекта - диссимметризация. С этих позиций любые формы диссимметрии СЦТ представляют собой важные геоиндикаторы геологической среды и ее палеогеодинамических состояний.

Главным предметом анализа в данной работе служит размещение полезных ископаемых в рамках плоскостных проекций СЦТ, соотносимых с формами их отражения в рельефе, на геологических картах, схемах и т.д. Для более объективного представления обнаруженных закономерностей в качестве иллюстраций в данной работе использованы преимущественно ранее опубликованные различными авторами схемы строения рудных и нерудных месторождений, рудных полей, узлов и районов, связанных с СЦТ [13, 19, и др.]. В виде главных элементов геологического строения СЦТ выделены сателлитные очаговые структуры и зоны разломов. Второстепенные детали генерализованы, чтобы подчеркнуть принци-

пиальный характер выявленных закономерностей. Обсуждение симметричных закономерностей локализации полезных ископаемых на уровне трехмерных моделей (с использованием разрезов) приводится в статье 2 при анализе факторов анизотропии внешней среды.

## РАЗМЕЩЕНИЕ В СЦТ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ РАЗЛИЧНЫХ РАНГОВ И ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

### 1. Региональный аспект

При изучении различных по размерам рудоуправляющих СЦТ Нижнего и Среднего Приамурья установлено, что оруденение, как правило, концентрируется в одном из полукруговых в плане блоков, в то время как второй блок является малопродуктивным в отношении оруденения данного типа. Страние очаговых систем многих месторождений, рудных полей, узлов, районов региона неоднократно рассматривалось ранее [5, 6], что позволяет ограничиться лишь несколькими яркими примерами.

Бекчи-Улский рудный узел сопоставим с одноименным вулканоплутоническим куполом (рис 2-1а). Гранитоидный массив, занимающий весь внутренний концентр Бекчи-Улской СЦТ ( $R = 20$  км), представляет собой сложное многофазное образование, развитие которого происходило с позднего мела по эоцен включительно. Основные ареалы эффузивов связаны с реликтами вулканотектонических структур, располагающихся по внутреннему концентру Бекчи-Улского купола. Самая крупная из них - Ульская вулканоструктура, с которой сопряжено одноименное рудное поле. К ней приурочена основная масса проявлений золотосеребряной минерализации узла. Общая эволюция рудного процесса в его пределах определяется сменой золотосеребряного оруденения, ассоциирующегося с малоглубинными очагами, более глубинной и высокотемпературной золото-редкометалльной минерализацией плутонической рудно-магматической системы.

Металлогеническая асимметрия рудоуправляющих очаговых структур выражена как на уровне рудного поля, так и узла. В северо-западных, относительно опущенных полукруговых блоках Бекчи-Улского купола и сателлитной Улской вулканоструктуры сконцентрирована подавляющая масса рудоуправляющих и рудных тел. В юго-восточных блоках этих очаговых структур рудная минерализация почти не проявлена, здесь известно лишь три небольших проявления рудной минерализации. Роль диаметральных граничных структур играют два субпараллельных глубинных разлома северо-восточного простирания, которые выражены на поверхности рядами сбросо-сдвиговых дислокаций. Геолого-разведочными работами установлено общее падение их

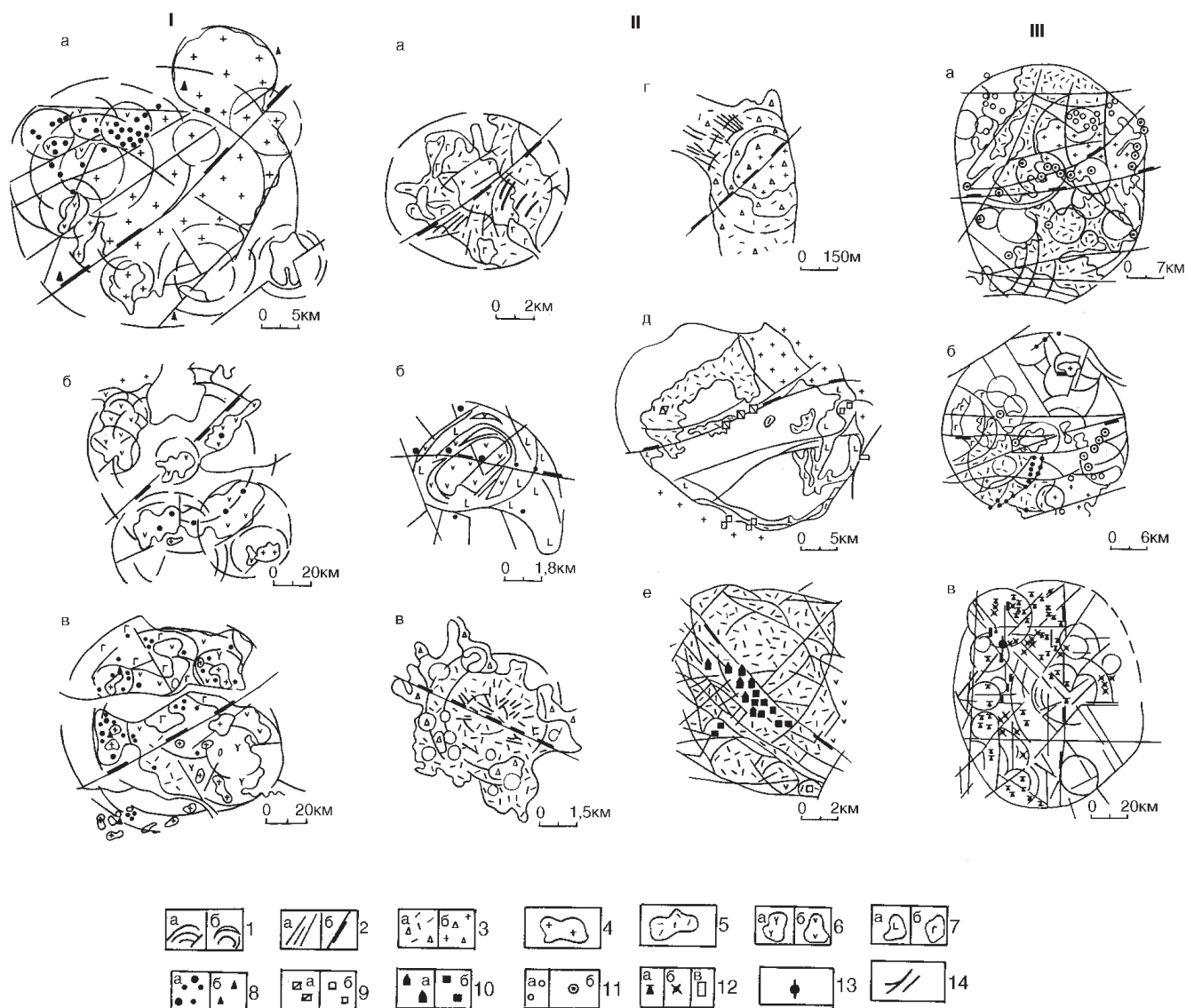
плоскостей под углом 70-78° к северо-западу. Оперяющие их разрывные нарушения северо-восточной ориентировки служат в продуктивном блоке важнейшими магмо- и рудоконтролирующими зонами Улской очаговой структуры.

Ульбанская вулканотектоническая депрессия ( $R = 70$  км), сопоставляемая с одноименным рудным районом, представляет собой сложный ансамбль вулканоплутонических куполов, вулканических депрессий и грабенов (рис. 2-1б). Пространственно связанные с позднемиловыми вулканическими аппаратами проявления золотосеребряной и серебряной минерализации сгруппированы в пределах юго-восточного полукругового блока, в то время как в северо-западном блоке проявлений рудной минерализации не установлено. Продуктивный блок отличается более высокой плотностью магматических центров, наличием субпараллельных систем магмоконтролирующих разломов, максимальными высотами рельефа. Диаметральному рудоконтролирующему разлому отвечает крупная зона дизъюнктивных дислокаций северо-восточного простирания с отчетливо выраженной сбросовой компонентой.

Резкие различия показателей интенсивности и экстенсивности оруденения диаметральных блоков характерны для Усть-Амурского тектономагматического поднятия ( $R = 70$  км) (рис. 2-1в), Гырманской ( $R = 13$  км), Кумлинской ( $R = 20$  км) систем вулканоплутонических куполов, Искинской ( $R = 20$  км) вулканотектонической депрессии, Мевачанского ( $R = 70$  км) тектономагматического поднятия и других локальных и региональных очаговых структур Нижнего Приамурья [5]. Имеющиеся многочисленные материалы и обобщения по металлогении очаговых систем Камчатки [3, 24], Охотско-Чукотского вулканического пояса [36] и других регионов [13, 14, 17, 27, 34, и др.) подтверждают общий характер выявленной закономерности.

### 2. Формационный аспект

Привлечение данных по рудным объектам разной формационной принадлежности также свидетельствует о широком развитии явления металлогенической асимметрии очаговых структур различных рангов. Анализ структур месторождений и рудных полей, связанных с флюидно-эксплозивными структурами, трубками взрыва, некками, экструзивами и другими сублокальными и локальными очаговыми образованиями, показывает, что оруденение в их пределах распределяется, как правило, неравномерно и несимметрично относительно центра или диаметральной линии. При этом, как уже отмечалось, имеет место два случая: частичное нарушение радиально-концентрической симметрии - диссимметрия или полное ее отсутствие - асимметрия.



**Рис. 2.** Геологические схемы месторождений, рудных полей, узлов, районов, связанных с очаговыми рудоконтролирующими структурами (с упрощениями и дополнениями автора)

I - Нижнее Приамурье: а) Бекчи-Улский узел (месторождение Многовершинное) б) Ульбанский район; в) Усть-Амурский район (геологическая основа-по материалам геолого-съёмочных работ);

II - различные районы Мира: а) рудное поле Силвер Пик [41], б) кальдера Ватукола [14], в) вулканический центр Хулькани [43], г) Шагайтэ-Гольская флюидно-эксплозивная структура [35], д) Карабашская кальдера [20], е) Пламенное рудное поле [37];

III - рудные узлы и районы Северо-Востока России: а) Сеймканский узел [37], б) Омчакский узел [37], в) Омсукчанский район [34].

Каркасные структурные элементы: 1 - концентрические а) дуговые, кольцевые разломы, б) дайки; 2 - прямолинейные разломы а) радиальные, сегментарные блокоразделяющие, б) диаметральные (прямоугольники обращены в сторону продуктивного блока); конформные магматические комплексы: 3 - брекчиевые породы а) эффузивные, б) интрузивные; 4 - гранитоиды; эффузивы: 5 - кислого состава; 6 - среднего состава: а) дациты, б) андезиты; 7 - базальтоиды: а) докайнозойские, б) кайнозойские; рудопоявления и месторождения: 8 - золота разных формаций: а) золотосеребряной (мелкие и крупные объекты), б) золотокварцевой; 9 - Карабашской кальдеры: а) флюоритовые, б) медные; 10 - Пламенного рудного поля: а) сурьмяные, б) ртутные; 11 - Сеймканского рудного узла: а) кобальтовые и оловянные, б) полиметаллические, 12 - Омсукчанского рудного района: а) оловянные, б) олово-серебряные, в) серебряные; 13 - Дукатское месторождение; 14 - рудные зоны, жилы

Примеры локальных рудоконтролирующих структур приведены на рис. 2-II. Они затрагивают различные по вещественному составу, формационной принадлежности, возрасту и региональной позиции рудные объекты. Детальное описание их геологического строения приведено в ранее опубликованных работах [13, 19, 36, и др.].

В пределах палеокальдеры, соотносимой с золотосеребряным рудным полем Силвер Пик (США) [41] (рис. 2-II-а) все выявленные рудные жилы локализованы в юго-восточном блоке и имеют ориентировку, совпадающую с направлением главного диаметального разлома. В отличие от северо-западного «пустого» блока, здесь широко развиты системы оперяющих тектонических трещин, субпараллельных диаметральной зоне разрывных нарушений.

На схемах геологического строения кальдеры Ватукола, (о-в Вити-Леву, архипелаг Фиджи) [42], вулканического центра Хулькани, Перу [44] (рис. 2-II-б, в), флюидно-эксплозивной структуры одного из месторождений Верхнего Приамурья (рис. 2-II-г) [34] показано, что расположение рудных тел подчиняется каркасным элементам очаговых структур. Однако концентрация оруденения в полукруговых блоках резко различна: один из них, как правило, не содержит промышленной минерализации. Все продуктивные блоки отличаются более высокой плотностью разрывных нарушений, параллельных центральному разлому, и сателлитных магматических центров.

Карабашская кальдера позднепалеозойского возраста ( $R = 12$  км) [40] характеризуется ярко выраженной качественной металлогенической асимметрией (рис. 2-II-д). В северном диаметральном блоке сконцентрированы крупные месторождения и рудопроявления флюорит-кварцевой формации, в южном - геолого-поисковыми работами установлены только рудопроявления полиметаллической формации и меденосных вторичных кварцитов. Геологическая специфика северного блока определяется широким развитием даек гранитоидных порфиров, общим наклоном плоскости диаметрального магмо- и рудоконтролирующего разрывного нарушения к северо-западу. Его функцию выполняет Чибаргатинский глубинный разлом, к висячему крылу которого приурочены главные месторождения этой очаговой структуры.

Ярким примером металлогенической асимметрии экструзивных куполов служит структура ртутного месторождения Пламенное (рис. 2-II-е). В продуктивном диаметральном блоке сконцентрировано 15 рудопроявлений и расположено само месторождение. Другой диаметральный блок практически не содержит рудной минерализации. На представленной схеме рудоносный блок отличается гораздо более высокой плотностью разрывных нарушений и сателлитных магматических центров. Относительно бор-

тов вулканоструктуры и центральной части экструзива он является относительно опущенным. В локализации оруденения важная роль принадлежит литологическому фактору [36].

Ближние закономерности асимметричного и диссимметричного расположения рудных объектов отмечаются в пределах очаговых структур, сопоставимых по своим параметрам и структурно-вещественным конформным комплексам с рудными узлами.

В северном полукруговом блоке Сеймаканского магматогенного поднятия (рис. 2-III-а) геологическими работами выявлено 32 рудопроявления, а в южном - только 5. Металлогеническая диссимметрия проявлена здесь в основном на уровне количественных показателей, так как в обоих блоках имеются проявления золотосеребряной, редкометалльной (олово, кобальт) и полиметаллической минерализации. В пределах этого поднятия выделяется локальный вулcano-плутонический купол, для которого также характерно явление металлогенической асимметрии. Но в отличие от «материнской» структуры она выражена качественно различной рудной специализацией полукруговых блоков, опирающихся на крупный диаметральный разлом северо-восточного простирания. В северном блоке полностью доминируют проявления оловянной и кобальтовой минерализации, в южном - они отсутствуют, зато здесь широко представлены полиметаллические рудопроявления [36]. Количественная металлогеническая диссимметрия Омчакской сложной магматогенной структуры (рис. 2-III-б) определяется концентрацией в ее южном блоке 28 рудных объектов, в то время как в северном известно только 5 рудопроявлений. В качественном аспекте эти различия проявлены менее четко. В северном блоке также имеются единичные объекты широко развитых на юге проявлений золотосеребряной, оловянной и полиметаллической минерализации [36]. Высокая продуктивность одного из блоков также связана с аномальной плотностью сети разломов, субпараллельных диаметральному шву.

В Омсукчанской СЦТ ( $R = 70$  км), сопоставимой с позднемеловым сводовым поднятием [33], в западном диаметральном блоке геолого-разведочными работами выявлены 42 оловянных рудопроявления и месторождения, 21 - олово-серебряных и 7 - серебряных (рис. 2-III-в). Здесь же расположено уникальное Дукатское месторождение. В восточном блоке известны только 2 оловянных и 5 олово-серебряных рудных объектов. Следовательно, в продуктивной части СЦТ сконцентрировано до 90% проявлений рудных полезных ископаемых и практически все запасы Омсукчанского рудного узла. Здесь же сосредоточены наиболее крупные рудоносные палеостратовулканы-сателлиты магматогенного свода и ос-

новные ареалы вулканических и плутонических комплексов. Эта часть СЦТ характеризуется максимальными отметками рельефа и более высокой плотностью крупных разрывных нарушений. Развитие палеовулканов как длительно живущих (до 60 млн лет) рудоконтролирующих магматических центров [33] только в западном блоке свидетельствует о постоянном отклонении основных магмо-рудогенерирующих потоков энерго-массопереноса от центральной оси симметрии Омсукчанской СЦТ к западу. Возможно это связано с первичной неоднородностью строения фундамента свода, возникшего на месте асимметричной раннемеловой грабен-синклинали, а также с морфогенетическими, энергетическими и другими характеристиками диаметрального блоко-разделяющего разлома субмеридиональной ориентировки, значение которого в строении рудного района, видимо, еще предстоит определить.

Для каждого ранга рудоконтролирующих СЦТ в зависимости от профиля, уровня исследований, объема и степени генерализации информации может быть предложена своя система признаков минерагенической асимметрии и диссимметрии, однако общие закономерности сохраняются. Так, главным признаком минерагенической асимметрии Амурской мегаструктуры (R = 1200 км) [9] является разли-

чие минерагенической зональности западного и восточного полукруговых геоблоков, обусловленное спецификой минерогении внутриконтинентальных орогенных тектоно-магматических систем и окраинно-материковых структур зон перехода (рис.3-I). Неоднократно обсуждаемая в литературе [10, 22 и др.] минерагеническая диссимметрия Тихоокеанского подвижного пояса, представляющего собой внешний концентр одноименной кольцевой структуры, выражена различной минерагенической специализацией и зональностью активизированных частей Азиатских и Американских платформ и сопряженных окраинно-континентальных орогенов и вулканогенных поясов.

Минерагеническая специфика юго-западного и северо-восточного полукруговых блоков свода Маккензи (R = 500 км) (рис.3-II) подчеркивается резко различным распределением рудных объектов, отличиями показателей интенсивности и экстенсивности оруденения. При этом внутриконтинентальный блок значительно уступает перитихоокеанскому в количестве и в генетическом разнообразии рудных проявлений.

По сравнению с внутриконтинентальными диаметральными блоками гораздо более высокая концентрация золотосеребряных, медных, свинцово-

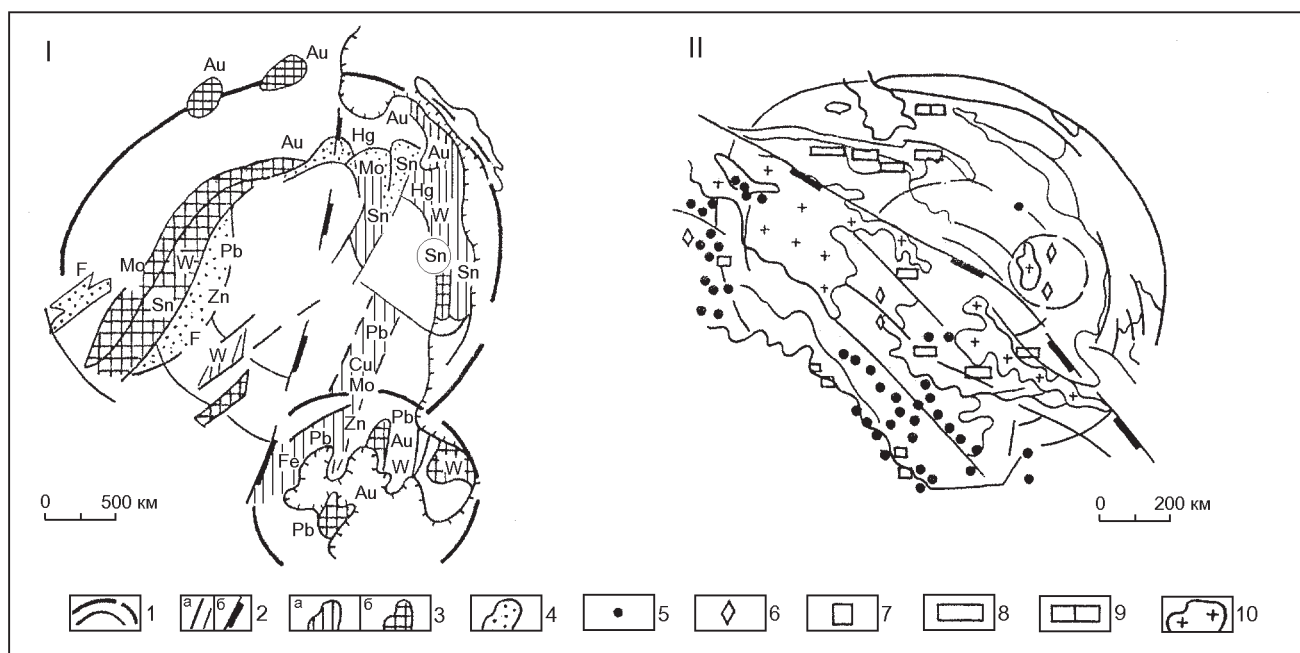


Рис. 3. Минерагения крупных сводовых структур

I - Амурский мегасвод (минерагения- по [12]); II - свод Маккензи (минерагения- по [23])

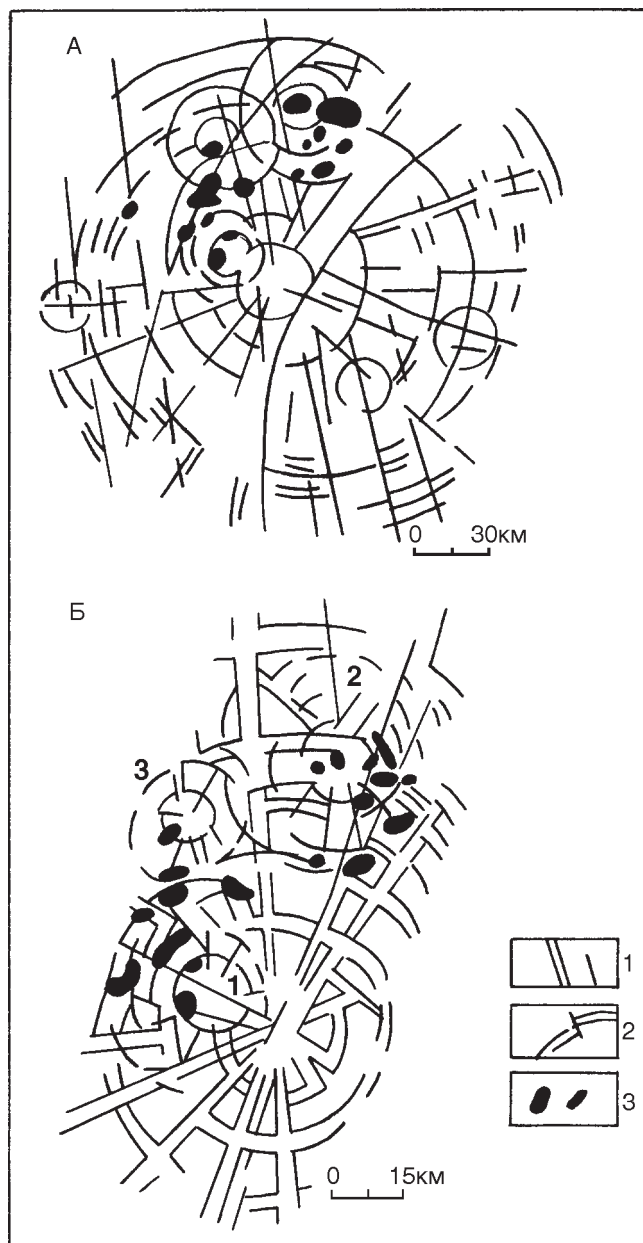
1-2 - каркасные системы разломов (см.рис.1); площади развития мезозойского оруденения: 3 - ассоциирующие с магматическими комплексами: а) вулкано-плутоническими, б) плутоническими; 4 - без явных признаков связей с продуктами магматической деятельности; символами обозначены ведущие рудные элементы; месторождения разных масштабов: 5 - гидротермальные (Au,Pb, Zn и др.); 6 - скарновые (Cu, Mo,W); 7 - магматические (Fe); 8 - россыпные (Au, Sn); 9 - метаморфогенные (Fe, Mn); 10 - массивы гранитоидов



цинковых, редкометалльных и золотых рудопроявлений [37] отмечается и в окраинно-континентальных блоках Охотского, Верхнеколымского, Западно-Чукотского сводо-блоковых поднятий. Это свидетельствует о металлогенической асимметрии всей Охотско-Чукотской дуговой системы региональных сводовых структур. Несомненно, что основные особенности металлогении окраинно-материковых сводов обусловлены их позицией в зоне перехода от континента к океану и наложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сходные особенности буферного строения отмечаются и для других окраинно- и внутриматериковых линейных систем сводов Дальнего Востока [5], возникших на стыке крупных литосферных блоков в зонах трансрегиональных магмоконтролирующих разломов.

Подводя итоги рассмотрению закономерностей размещения оруденения в пределах различных по размерам, генезису, возрасту очаговых структур, можно заключить, что явление металлогенической асимметрии характерно для всех классов размерности очаговых структур и их систем. На уровне элементарных рудно-магматических очаговых построек, жерловин или флюидно-эксплозивных структур металлогеническая асимметрия выражена группировкой в одном из полукруговых блоков рудоносных жил, штокверков, минерализованных зон. Для очаговых структур локального ранга металлогеническая асимметрия проявляется в виде неравномерной концентрации рудопроявлений, месторождений, рудных полей данной формации. Для СЦТ более крупного ранга те же закономерности устанавливаются на уровне рудных узлов, районов и зон с рудными объектами разной формационной принадлежности, различного масштаба и возраста.

Впечатляющим примером минерагенической асимметрии СЦТ может служить размещение скопления алмазонасных кимберлитовых тел в Далдино-Алакитской ( $R = 120$  км.), Алакит-Мархинской ( $R = 20$  км.), Далдинской ( $R=20$  км.) и Сытыканской ( $R=15$  км.) СЦТ (рис.4), сопоставляемых, соответственно, с алмазонасным районом и полями центральной части Сибирской платформы [26]. В северном диаметральной блоке Далдино-Алакитской структуры расположены все известные алмазонасные трубки и тела района, в южном- не установлено ни одного объекта. Диаметральный блокоразделяющий разлом субширотного простирания отчетливо выражен на КС. Концентрация в северном блоке основных сателлитных СЦТ и повышенная плотность крупных разрывных нарушения отражают общую геологическую асимметрию, этой структуры. Развитие ее протекало в условиях постоянного отклонения магмогенерирующих потоков от центральной оси симметрии Далдино-Алакитской СЦТ к северу.



**Рис. 4.** Схемы кольцевых структур Вилюйской субпровинции Сибирской платформы, определяющих размещение алмазонасных площадей разного порядка (таксонов) (по [26] с упрощениями)

А - Далдино-Алакитская структура, контролирующая алмазонасный район;

Б - Алакит-Мархинская (1), Далдинская (2) и Сытыканская (3) кольцевые структуры и связанные с ними алмазонасные поля; элементы овоидно-радиальной структуры: 1 - радиальные, 2 - концентрические и дуговые, 3 - известные скопления кимберлитовых тел

Аналогичные закономерности локализации алмазонасных тел и противостояния диаметральных продуктивных и «пустых» блоков фиксируются и в Далдинской, Сытыканской и Алакит-Мархинской

СЦТ (см.рис.4), соотносимых с одноименными алмазоносными полями. Как и в случае с рудоконтролирующими СЦТ, явление минерагенической асимметрии выражено в алмазоносных структурах различных размеров и рангов. При доминировании представлений о сопряженности алмазоносных районов с мантийными диапирами появились данные о связях лампроитовых и кимберлитовых полей с промежуточными коровыми магматическими центрами [26], что подтверждает идеи о коррелируемости радиусов СЦТ с глубинами их заложения и существовании разветвляющей ярусной схемы формирования и функционирования разноглубинных очаговых систем [7, 8, 28]. В общем случае асимметрия размещения алмазоносных площадей в СЦТ, видимо, задается коровыми слоистыми неоднородностями и блоковыми особенностями строения фундамента плит, которые вызывают неравномерное распределение глубинного потока энергомассопереноса в пространстве и отклонения от его центральной оси.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1984. 121 с.
2. Буряк В.А., Нигай Е.В. Роль кольцевых морфоструктур в размещении россыпей (Приамурье) // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 88-95.
3. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности. М.: Наука, 1982. 151 с.
4. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 151 с.
5. Гаврилов А.А. Региональные морфоструктуры и их минерагения. Нижнее и Среднее Приамурье // Морфоструктурные исследования - теория и практика. М.: Наука, 1985. С. 158-172.
6. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. I, II. 322 с.
7. Ежов Б.В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Наука, 1986. 132 с.
8. Ежов Б.В., Андреев В.Л. Оруденение в морфоструктурах центрального типа мантийного заложения. М.: Наука, 1989. 126 с.
9. Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток, 1976. С. 3-33.
10. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
11. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
12. Кольцевые структуры континентов Земли /Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З., Зверев А.Т., Кац Я.Г., Макарова Н.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. М.: Недра, 1987. 185 с.
13. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов Мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
14. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
15. Кюри П. Избранные труды. М.: Наука, 1966. 114 с.
16. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур под магматическими очагами // Геология и геофизика. 1974. N 10. С. 3-19.
17. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур /Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т., Середин В.В., Селиверстов В.А., Хорошилов Л.В. М.: Недра, 1984. 271 с.
18. Муравьев В.В. Геодинамические критерии упорядоченности и минерагенической перспективности геосреды (по дистанционным и геофизическим данным). Дисс. в виде науч. докл. ... д-ра геол.-минер.наук. М., 1994. 56 с.
19. Невский В.А., Фролов А.А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М.: Недра, 1985. 246 с.
20. Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. Л.: Недра, 1988. 231 с.
21. Полканова В.Б. Проблемы очагового геотектогенеза в связи с поисками месторождений углеводородов (на примере Западной Сибири) // Проблемы очагового тектогенеза. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 138-141.
22. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
23. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
24. Рычагов С.Н. Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток, 1984. 148 с.
25. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 181 с.
26. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Кольцевые структуры Земли и алмазоносность // Отеч. геология. 1996. N 11. С. 10-17.
27. Скублова Н.В. Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1987. 177 с.
28. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
29. Соловьева Л.И. О роли кольцевых структур большого диаметра в тектонике Западно-Сибирской плиты // Исследование Земли из космоса. 1982. N 6. С.5-10.
30. Таши С.М., Каменская Л.В. Морфоструктуры центрального типа и локализация россыпей (Приморский край) // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 80-87.
31. Томилов Б.В. Россыпеконцентрирующая роль морфоструктур центрального типа Верхнего Приамурья // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 193-195.
32. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т. Сравнительная характеристика рудоносных кальдер и купольных поднятий // Геология руд. месторождений. 1990. N1. С.73-84.
33. Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т., Алексеев В.Ю., Мельников Е.П. Позиция уникального Дукаатского серебряного месторождения в Омсукчанском районе

- Приохотья // Докл. РАН. 1996. Т. 347, N 4. С. 520-523.
34. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 192 с.
35. Уиссер Эд. Оруденение и купольные структуры в Кордильерах// Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2. С. 9-196.
36. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
37. Урманцев Ю.А. Симметрия природы и природа симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.
38. Шафрановский И.И. Симметрия в природе. Л.: Недра, 1985. 166 с.
39. Шубников А.В. Избранные труды по кристаллографии. М.: Наука, 1975. 552 с.
40. Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 208 с.
41. Albers J.P., Kleinhampl F.K. Spatial relation of mineral deposits to Tertiary volcanic centers in Nevada // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 700-C. 1970. P. C1-C10.
42. Forsythe D.L. Vertical zoning of gold-silver tellurides in the Emperor gold mine, Foli // Proc. Australas. Inst. Min. and Met., 1971. 240. P. 25-31.
43. Koptsik V.A. New group of theoretical methods in physics of imperfect crystals and the theory of structure phase transitions. J. Phys. Ser. C. 1983. V 16. P 1-22.
44. Petersen U., Noble M. Geology of the Hucani mining district, Peru // Econ. Geol. 1977. V. 72, N 6. P. 931-949.

Поступила в редакцию 1 сентября 1997 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

*A.A. Gavrilo*

### **Mineragenic asymmetry and dissymetry of central type structures (CTS).**

#### **Article 1. The Curie principle and metal ore and diamond-bearing kimberlite distribution in hearth systems.**

Endogenic structures of central type (SCT) represent a class of injective dislocations of crust and mantle location, which control distribution of shows, deposits and concentration areas of mineral resources of different types (metals ores, diamonds, hydrocarbons, etc.). A comparative study and revealing of common regularities of CTS localization of different genesis age and range are necessary for the use of their description and characters to be formalized. One of the most effective ways of solving these problems is applying a theory of symmetry. There are numerous examples of hearth structures of different orders characterized by asymmetric location of metal ores and diamond-bearing kimberlites with respect to the geometric centre and the mirror line, by different productivity and specialization of diametrically located blocks. The basis for this phenomenon is the mutual superposition of symmetries of structure-forming energy-mass transportation flows and anisotropic geologic environment (Curie principle). The mineragenic asymmetry of CTS is rather widespread, which is necessary to take into account when conducting prospecting and making different-scale predictions.

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 553.31(265.5)

**РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ МОРСКОГО ДНА С  
ДАННЫМИ ДРАГИРОВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКЕ**

**Л.Б. Хершберг\*, М.М. Задорнов\*, М.М. Юринец\*, В.А. Полиновский\*, Э.Л.  
Школьник\*\*, О.В. Чудаев\*\*, И.Н. Говоров\*\***

*\*АО "Дальморгеология", Находка*

*\*\* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

В статье изложен первый опыт бурения оригинальной буровой установки ГБУ-1,5/400 ЭМ, примененной для оценки рудоносности гайотов Западной Пацифики. Проведен сравнительный анализ данных, полученных с использованием традиционного метода драгирования и глубоководного бурения с морского дна. Показано, что результаты драгирования занижают мощность железомарганцевых корок.

В процессе изучения кобальто-марганцевых корок (КМК) на гайотах западной части Тихого океана [1, 4] одной из основных проблем являлось получение вполне представительного материала, отвечающего существующим требованиям к геолого-разведочным работам. В условиях морского дна эта задача, достаточно сложная технически даже на суше, становится еще более трудной, ибо соответствующее оборудование только разрабатывается. До последнего времени опробование КМК на гайотах осуществлялось с помощью скальных драг. Кроме того, в заметно меньших объемах использовались трубки, дночерпатели. Пробоотбор скальными драгами позволяет, как известно, получить относительно общее представление о рудных продуктах - количественном и качественном составе руды с некоторой, относительно небольшой площади и составить некоторую общую оценку ресурсов [5], осветить рудогенерирующий процесс [2,3]. Даже самые плотные схемы пробоотбора драгами, достигающие в пределах станции 5-1,25 км<sup>2</sup>, не позволяют получить конкретизированные представления в любой заданной точке, что только и позволит строго проследивать реальные колебания мощностей, качества рудной залежи по площади и определять спектр их взаимозависимостей.

Дражный пробоотбор не позволяет получить и частные пробы на полную мощность полезного компонента ненарушенной структуры. Одновременно практически установлено, что пробоотбор драгами не результативен на участках развития "бронированных корок", в залегании на коренных породах и в случае перекрытия даже не очень мощными рыхлыми песчанистыми и илистыми осадками. Это особенно харак-

терно для вершинных поверхностей гайотов, где преобладают монолитные корки. В этих случаях для получения хоть какого-то материала реально приходилось делать многократные (до пяти) драгирования.

Очевидно, что в реальных условиях для решения этой проблемы необходимо выполнение буровых работ непосредственно на морском дне, ибо бурение с судна не обеспечивает строгую привязку взаиморасположенных точек бурения для создания разведочной сети, требует больших мощностей, суммы различных затрат и имеет целый ряд других затрудняющих факторов.

Наиболее оптимальное средство - глубоководная буровая установка, система которой разработана НПО "Севморгеология" в виде станка ГБУ-1,5/4000 ЭМ. Она использовалась практически впервые по назначению, и характеристика полученных данных является главной целью настоящего сообщения.

Буровая установка одноразовая, с телевизионным контролем, предназначена для бурения пород VI-XI категорий по буримости на глубину до 1,5 м при глубине океана до 4 000 м. На дно опускаются, кроме установки, элемент плавучести, блок телевизионного контроля. На судне находится блок системы управления, монитор и видеомагнитофон. Диаметр бурения 59 и 46 мм. Параметры станка 2,5 x 2,0 x 2,9 м, масса до 2,2 т.

Впервые в России этот комплекс был применен на гайотах МЖ-35 и МЖ-36 Магеллановых гор на глубинах от 1 300 до 2 200 м при весьма пологом рельефе дна (углы наклона не превышают 5°) в период с 9 по 13 мая 1995 года. Волнение океана не превышало 4 баллов.

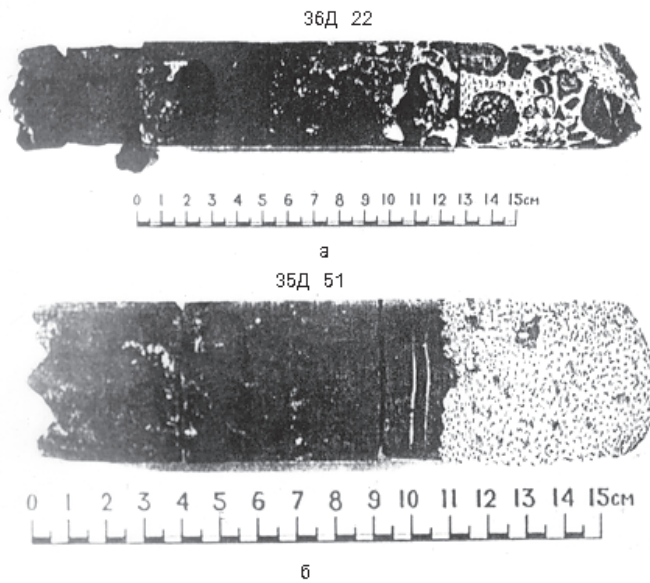


Рис. Керн скважины, полученный с помощью буровой установки.

Спуск-подъем установки осуществлялся через Г-образную балку, с использованием лебедки со средним тяговым усилием 160 кН, скоростью вытравления до 2 м/сек. На дно установка ставилась с помощью элемента плавучести, зацепляемого на кабель-тросе на расстоянии 15 м. При подходе ко дну включались осветитель и телекамера. После установки на дне включалось вращение и осуществлялось углубление бурового инструмента. Насосом подавалась окружающая вода в забой под давлением для охлаждения буровой коронки и вымывания шлама. После окончания бурения образующийся керн зажимается кернорвателем при подъеме, оставаясь внутри буровой трубы.

Положение установки относительно судна фиксировалось с большой точностью ( $\pm 50$  м).

Реально бурение осуществлялось по КМК на различном субстрате и отдельным корко-конкреционными образованиям.

Целью проведенного бурения, кроме естественного стремления проверить конкретное использование

Таблица 1. Сопоставление толщины корок и типов субстрата по данным драгирования и бурения

| Номера станций     |        | Субстрат КМК  |               | Мощность корок, см      |                       | Т <sub>2</sub> -Т <sub>1</sub> |
|--------------------|--------|---------------|---------------|-------------------------|-----------------------|--------------------------------|
| драга              | ГБУ    | драга         | ГБУ           | драга (т <sub>1</sub> ) | ГБУ (т <sub>2</sub> ) |                                |
| <b>гайот-МЖ-35</b> |        |               |               |                         |                       |                                |
| 35Д9               | 35Б9   | известняк     | известняк     | 9,4                     | 8,0                   | -1,4                           |
| 35Д51Б             | 35Б51Б | без субстрата | базальт       | 7,0                     | 11,0                  | +4,0                           |
| 35Д83              | 35Г83  | вулканокласты | вулканокласты | 8,0                     | 9,5                   | +1,5                           |
| 35Д97              | 35Б97  | известняк     | известняк     | 9,6                     | 11,0                  | +1,4                           |
| 35Д98              | 35Г98  | без субстрата | известняк     | 7,3                     | 10,5                  | +3,3                           |
| 35Д110             | 35Б110 | известняк     | известняк     | 8,0                     | 7,0                   | -1,0                           |
| <b>гайот-МЖ-36</b> |        |               |               |                         |                       |                                |
| -                  | 36Б22  |               | брекчия       |                         | 12,0                  |                                |
| -                  | 36Б28  |               | без субстрата |                         | 6,0                   | -                              |
| 36Д24А             | 36Б30  | известняк     | без субстрата | нет данных              | 3,0                   | -                              |
| 36Д31              | 36Б31  | базальт       | базальт       | 6,0                     | 7,5                   | +1,5                           |
| Сумма              |        |               |               | 55,3                    | 64,5                  | +9,2                           |
| Среднее отклонение |        |               |               |                         |                       | +1,3                           |

Таблица 2. Сравнительная оценка прогнозных ресурсов КМК категории Р<sub>1</sub> участка детализации гайота МЖ-35 по данным драгирования с учетом бурения

| Номер блока                   | Площадь км <sup>2</sup> | Мощность корок, см | Ресурсы руды млн. т |       | Ресурсы металлов, тыс. т |      |        | Продуктивность КМК по Со <sub>усл.</sub> , кг/м <sup>2</sup> |
|-------------------------------|-------------------------|--------------------|---------------------|-------|--------------------------|------|--------|--------------------------------------------------------------|
|                               |                         |                    | влажной             | сухой | Со                       | Ni   | Mn     |                                                              |
| <b>По данным драгирования</b> |                         |                    |                     |       |                          |      |        |                                                              |
| Р <sub>1</sub> -1в            | 114,1                   | 8,4                | 18,4                | 11,2  | 60,6                     | 56,1 | 2550,0 | 1,66                                                         |
| <b>С учетом бурения</b>       |                         |                    |                     |       |                          |      |        |                                                              |
| Р <sub>1</sub> -1в            | 114,1                   | 8,9                | 19,5                | 12,2  | 65,6                     | 60,8 | 2759,0 | 1,80                                                         |

Примечание. При определении ресурсов металлов содержание полезных компонентов взято только по результатам драгирования из-за малого количества анализов керна.

установки, являлась заверка данных драгирования, определения возможных различий в определении качества и ресурсов КМК. Для этого на гайоте МЖ-35 пробурено 6 контрольных скважин, на гайоте МЖ-36 - 3 рядовых скважины (из-за невозможности провести драгирование по горно-техническим условиям) и одна контрольная. Особых технических проблем не было и все планировавшееся реализовано.

Естественно, что в одном отношении, кроме прочего, полученные результаты являются важными — они позволили все-таки, как и предполагалось, сравнить и оценить параметры оруденения, вещественный состав с результатами драгирования, судить о пределах достоверности опробования при соответствующих оценках. Это тем более важно, что на ряде станций скважинами пройдены корки на всю мощность, включая подстилающие коренные породы. Пример подобного керна приведен на рисунке. Следует отметить, что на некоторых станциях получен керн с частично нарушенной структурой корок, однако и в этом случае порядок наложения и общая мощность сохраняются.

В таблице 1 приведены сведения о параметрах корок и субстрата по результатам драгирования и бурения. Они показывают, что данные, полученные бурением в точке, вполне сопоставимы с данными драгирования. Драгированием, по сути, опробуется некоторая, недостаточно точно определяемая площадь и получают средние значения параметров КМК. При этом выясняется, что данные драгирования занижают мощности корок и, соответственно, ресурсы (табл. 1,2). Это следует иметь в виду при осуществлении драгирования и их анализе на самых ранних стадиях оценок на твердые полезные ископаемые морского дна. В конкретном случае прогнозные ресурсы по сухой руде увеличились только на одном участке на 1 млн тонн (примерно на 9 % от первоначально подсчитанных количеств) только за счет поправочного коэффициента по мощности корки.

Выявились и некоторые моменты, связанные с бурением на КМК. Так, в случае нарушения структуры керна при примерно равных содержаниях никеля,

содержания Со и Мп явно занижены. Такое положение объясняется тем, что при бурении частично разрушаются и соответственно вымываются наиболее пористые слои корок, обычно и наиболее богатые этими элементами, что и снижает их содержание. Необходимы, конечно, более полные наблюдения и, соответственно, новые технические решения.

Совершенно очевидно, что первый опыт применения глубоководного бурения с помощью специальной буровой установки позволил впервые оценить и проконтролировать результаты драгирования как метода оценки полезных ископаемых морского дна. Конечно, драгирование остается еще единственным сравнительно дешевым техническим средством получения достаточно представительных по объему валовых проб КМК с поверхности дна. Но в случае развертывания разведочных работ применение подобного бурения представляется обязательным.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ред.: Говоров И.Н., Батурин Г.Н. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е. и др. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 17-38.
3. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4-20.
4. Технично-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальто-марганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы (с проектом оценочных кондиций) // Рук.: Глузов И.Ф., Мирчинк И.М.; Камчатский филиал АО "Дальморгеология": Петропавловск-Камчатский, 1994. 89 с.
5. Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Мельников М.Е., Волохин Ю.Г. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана — масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 120-128.

Поступила в редакцию 16 июня 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

**L.B.Khershberg, M.M.Zadornov, M.M.Yurinetz, V.A.Polinovsky, E.L.Shkolnik, O.V.Chudaev,  
I.N.Govorov**

#### **Comparative results of sea floor drilling and dredging data from the Western Pacific**

The paper describes the first experience of using original drilling equipment for estimation of manganese crust resources in the Western Pacific. A comparison of the dredging and drilling data shows that the drilling method always decreases the thickness of the crusts.

## ЮБИЛЕИ

### ВАДИМ ВИКТОРОВИЧ ОНИХИМОВСКИЙ

(К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

15 января 1999 года исполняется 85 лет со дня рождения Онихимовского Вадима Викторовича - крупного организатора геологической службы Дальнего Востока, доктора геолого-минералогических наук, академика Международной академии Минеральных ресурсов.

После окончания в 1934 году геолого-разведочного техникума в г. Владивостоке Вадим Викторович работает коллектором, пропрабом, затем начальником геологической партии.

В 1936 году призывается в ряды Красной Армии. После демобилизации в 1938 году уже более 60 лет его судьба неразрывно связана с геологией Дальнего Востока.

В.В.Онихимовский - участник открытия Буреинского каменноугольного месторождения, Комсомольского и Ниманского оловорудных районов, уникального месторождения брусита, ряда золоторудных месторождений, за что в 1963 г. он удостоен звания Героя Социалистического труда, ему присуждается Ленинская премия.

С 1965 по 1974 года Вадим Викторович возглавляет Дальневосточное геологическое управление и успешно совмещает производственную и научную деятельность, являясь автором и соавтором более 120 научных работ, в том числе 6 монографий. В 1972 году он успешно защитил докторскую диссертацию.

С 1974 по 1981 гг. Вадим Викторович возглавляет лабораторию металлогении глубинных структур в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, где по заданию ГКНТ СССР под его руководством обобщены материалы по петрологии, тектонике и металлогении оловорудных районов мира. Отчет по этим исследованиям удостоен премии ГКНТ.

С 1981 по 1986 гг. В.В.Онихимовский возглавляет лабораторию экономики минерального сырья в Институте экономических исследований ДВО РАН, где уделяет большое внимание экономической оценке минеральных ресурсов. С 1987 г он продолжает эту работу в Дальгеолкоме, где в 1989 г под его руководством завершен отчет по теме "Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевых районов Приамурья", переданный в администрацию Хабаровского края. В 1991 г им закончена еще одна важная научно-исследовательская работа "Конъюнктура рынка минерального сырья в странах Тихоокеанского бассейна", которая используется как администрацией края, так и в Министерстве экономики и перспективного планирования РФ.

На протяжении всей своей трудовой деятельности В.В.Онихимовский большое внимание уделял научно-организационной и общественной работе, неизменно занимая активную гражданскую позицию. Он неоднократно избирался депутатом городского и краевого Советов народных депутатов, много лет был Председателем краевого комитета Защиты мира, активным членом Президиума Приамурского филиала Географического общества России. Вадим Викторович - член ряда ученых советов. Он до сих пор активно и плодотворно трудится.

Родина высоко оценила его многолетний беззаветный труд. Помимо упомянутых высоких наград, он награжден еще восемью орденами и медалями, он почетный гражданин города Хабаровска.

Желаем юбиляру крепкого здоровья, неиссякаемой энергии, новых успехов в служении геологии.



**ВАЛЕРИЙ БОРИСОВИЧ ТРОЯН**  
**(К 60-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

15 января 1999 года исполнилось 60 лет со дня рождения и 37 лет производственной и научной деятельности кандидата геолого-минералогических наук, члена-корреспондента Международной Академии Минеральных ресурсов, Председателя Комитета природных ресурсов по Хабаровскому краю Валерия Борисовича Трояна.

В.Б.Троян родился в 1939 году в городе Тамбове в семье военного летчика, погибшего на фронте в годы Великой Отечественной войны.

В 1961 году Валерий Борисович окончил Саратовский государственный университет по специальности “геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых”. Молодым специалистом был направлен в Дальневосточное геологическое управление, в котором продолжает успешно трудиться. За это время он прошел все ступени геологической лестницы: старший техник-геолог, геолог, начальник геологосъемочной партии, главный геолог экспедиции, главный геолог объединения, а затем и председатель Комитета природных ресурсов по Хабаровскому краю.

Валерий Борисович занимался геологической съемкой, поисками и разведкой месторождений различных видов полезных ископаемых, созданием минерально-сырьевой базы Дальнего Востока. Без отрыва от производства он закончил аспирантуру в Новосибирском Институте геологии и геофизики СО АН СССР и в 1979 году защитил диссертацию с присвоением ему ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

По результатам геологических исследований Валерий Борисович опубликовал более 30 научных статей и монографий по вопросам стратиграфии, геохронологии, магматизму, петрографии и металлогении ДВ региона. В должности главного геолога, а затем председателя Дальгеолкома В.Б.Троян оказал существенное влияние на организацию разведочных работ и оценку таких уникальных месторождений как Ерквецкое бурогольное, Соболиное и Правоурмийское оловорудные, Кондерское россыпей платиноидов, Ниланское цементного сырья, Кульдурское бруситов. Все месторождения строительных материалов и подземных вод восточного участка зоны БАМ разведаны и утверждены под его руководством.

В.Б.Троян является автором нескольких листов Геологической карты зоны БАМ масштаба 1:500 000, Геологической карты Хабаровского края того же масштаба, он - ответственный редактор Геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:2 500 000.

В последние годы В.Б.Троян выступил инициатором возобновления работ на нефть и газ в Хабаровском крае и разведки подземных вод для питьевого водоснабжения г.Хабаровска.

При участии Валерия Борисовича укрепляются экономические и научные связи с такими странами как Монголия, КНР, Япония, Южная Корея, США, Канада. Наряду с производственной работой В.Б.Троян активно участвует в общественной жизни края, ведет большую научно-организационную работу. Он является членом редакционного совета журнала “Тихоокеанская геология”, активно поддерживает развитие наиболее перспективных научных направлений в академических и отраслевых институтах геологического профиля.

В.Б.Троян награжден рядом правительственных наград и отраслевыми знаками отличия.

Свое 60-летие Валерий Борисович Троян встречает в расцвете творческих сил, он полон новых идей и замыслов по вовлечению новых видов минерального сырья в хозяйственный оборот.

Желаем юбиляру крепкого здоровья и новых успехов в развитии и освоении минерально-сырьевых ресурсов Дальнего Востока.

