Том 20, номер 4 Июль-Август 2001
ISSN 0207 - 4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.

http://www.itig.khv.ru/POG/index.htm

# СОДЕРЖАНИЕ


**Минерагения**

*А.А. Сидоров, А.В. Волков.* Уникальный рудный район Чукотки (Северо-Восток России) ..... 3
*М.В. Горошко, Н.К. Чеканцев.* Ураноносность Южно-Синегорского рудного района (Приморье) ..... 19
*А.П. Матюнин, В.Г. Сахно, С.И. Дмитрук.* Новая находка алмазов на Ханкайском массиве (Приморье) ..... 31
*В.И. Гончаров, В.Е. Глотов, А.В. Гревцев.* Топливно-энергетический потенциал Северо-Востока России ..... 35

**Морфотектоника**

*А.П. Кулаков, Е.А. Мясников, С.М. Тащи, Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сун Чанчунь.* Транс-региональный линеамент Амур – Сунгари – Хуанхе: морфоструктура, эволюция, геодинамика ..... 47

**Геохимия и петрография**

*А.Ю. Антонов, С.И. Дриль, Э.В. Банковская.* Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (Южное ограничение Алданского щита) ..... 61
*Г.А. Гоневчук, В.Г. Гоневчук, Н.С. Герасимов, Р. Сэлтманн.* Комсомольский рудный район: новые геохимические и изотопно-геохронологические (Rb -Sr) данные ..... 76
*Д.У. Ли, И.А.Тарарин, К.С.Сео, Б.С. Ли.* Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи и их сравнение с породами офиолитовых комплексов аккреционных структур ..... 87

**Палеонтология и седиментология**

*Н.В. Сенников, Т.В. Клец, Н.Г. Изох, Р.Т. Грацианова, Е.А. Елкин, Н.К. Бахарев, О.А.Родина, О.П. Мезенцева.* Фациальные и фаунистические особенности алатовых («чиелевых») слоев живета северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса ..... 98
*Т.Д. Зонова, Е.А. Языкова.* Представители группы *Inoceramus anglicus* на Сихотэ-Алине и в Пенжинской депрессии ..... 116

**Юбилеи**

Константин Федорович Сергеев (к 70-летию со дня рождения) ..... 127

**Некрологи**

Анатолий Адольфович Врублевский (1946–2001) ..... 131
Вадим Викторович Онихимовский (1914–2001) ..... 132

**Volume 20, № 4, 2001**

# CONTENTS


### Minerageny

*A.A. Sidorov, A.V. Volkov.* Unique ore district of Chukotka (Northeastern Russia) ..... 3
*M.V. Goroshko, N.K. Chekantsev.* Uranium potential of the South Sinegorsk ore district (Primorye) ..... 19
*A.P. Matyunin, V.G. Sakhno, S.I. Dmitruk.* A new finding of diamonds in the Khanka massif (Primorye) ..... 31
*V.I. Goncharov, V.Ye. Glotov, A.V. Grevtsev.* Mineral and fuel energy potential of Northeastern Russia ..... 35

### Morphotectonics

*A.P. Kulakov, Ye.A. Myasnikov, S.M. Tashchi, Qiu Shanwen, Wang Xikui, Liu Yunliang, Song Changchun.* The transregional lineament Amur–Songhua–Huanghe: morphostructure, evolution, geodynamics ..... 47

### Geochemistry and Petrography

*A.Yu. Antonov, C.I. Dril, E.V Bankovskaya.* Rb-Sr-isotopic characteristics of the allochthonous and autochthonous Late Mesozoic granitoids from the Stanovoy Range (southern boundary of Aldan shield) ..... 61
*G.A. Gonevchuk, V.G Gonevchuk, N.S. Gerasimov, R. Seltmann.* Komsomolsk ore district: new geochemical and isotopic geochronological (Rb-Sr) data ..... 76
*Dong-Woo Lee, I.A.Tararin, Kwang-Soo Seo, Byung-Su Lee.* Ultramafic rocks from Choongnam Province of South Korea and their comparison with rocks of ophiolite assemblages from accretionary structures ..... 87

### Paleontology and Sedimentology

*N.V. Sennikov, T.V. Klets, N.G. Izokh, R.T. Gratsianova, Ye.A. Yelkin, N.K. Bakharev, O.A. Rodina, O.P. Mezentseva.* Facial and faunal peculiarities of Givetian alatian ("cheeheilian") beds in the northern part of the Central Asia fold belt ..... 98
*T.D. Zonova, E.A. Yazykova.* Representatives of the *Inoceramus anglicus* group in the Sikhote-Alin and in the Penzshina depression ..... 116

### Anniversaries

K.F. Sergeev (70th birth anniversary) ..... 127

### Obituaries

A.A. Vrublevsky (1946–2001) ..... 131
V.V. Onikhimovsky (1914–2001) ..... 132

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 3-18*

## *МИНЕРАГЕНИЯ*

УДК [553.41: 553.261](571.651)

# УНИКАЛЬНЫЙ РУДНЫЙ РАЙОН ЧУКОТКИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

***А.А. Сидоров, А.В. Волков***

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

Детально охарактеризован крупнейший рудный район Чукотки. Установлено, что заключительный этап полихронного оруденения в районе связан с постаккреционным Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Рассмотрены особенности магматизма и рудообразования месторождений Майского рудного узла, наиболее представительного в районе. Показана унаследованность оруденения от металлогении структур основания пояса. Исследованы особенности совмещения и взаимоотношения золото-сульфидных вкрапленных и жильных руд. Разработана схема формирования большеобъемных золоторудных месторождений района.

***Ключевые слова:*** **магматизм, рудообразование, золоторудное месторождение, Чукотка.**

В пределах Тихоокеанского тектоно-магматического пояса известно несколько уникальных рудных районов с гигантскими медно-порфировыми, золото-сульфидными, колчеданно-полиметаллическими, серебряными и олово-серебряными месторождениями. Но это преимущественно старые рудные районы, известные, например, в американском секторе пояса ещё в период расцвета империи инков и ацтеков. Новый и, безусловно, уникальный рудный район на Чукотке выявлен сравнительно недавно, во второй половине прошлого века (рис 1).

Строение рудного района определяется взаимоотношениями Чукотского террейна пассивной континентальной окраины с наложенными структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Район типичен для перивулканической зоны пояса. Террейн сложен триасовыми толщами флишоидной формации (рис. 2), залегающими на палеозойском фундаменте. Суммарная мощность этих толщ не превышает 3000 м. Судя по геологическому строению соседних районов, флишоидные толщи, вмещающие золоторудные тела, подстилаются породами аспидной формации с дайками, штоками и силлами диабазов и габбродиабазов. Впрочем, не исключено, что в пределах центральной части рудного района породы, подстилающие флишоидную толщу, гранитизированы (рис. 3). Флишоидная толща состоит из пачек чередующихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев при резком преобладании тонкозернистых разностей пород (рис. 2). На крыльях смежных поднятий (Куульское, Ичувеемское) развиты также кварцевые, полевошпатово-кварцевые и грауваковые песчаники. Все эти отложения охарактеризованы фауной [6]. Более поздние отложения межгорных впадин (Кукевеемская, Пегтымельская) представлены углистыми алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Однако распространенность их в районе незначительна, а по времени формирования они близки к ранним этапам деятельности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Магматические образования района разнообразны. Это интрузивные массивы гранодиоритового, гранитного, реже монцонитового и диоритового состава, дайки пестрого состава (от андезибазальтов до риолитов), а также реликты вулканических покровов. Интрузивные массивы гранитоидного состава представляют собою сложный комплекс разноглубинных тел. Главными массивами района являются: Кукенейский, Шурыканский, Карпунгский, Палянский, Матенвунайский, Водораздельный (рис.4) Наиболее глубинным считается последний в этом списке массив, который дальше всех удалён от ОЧВП. Состав массивов разнообразен – это

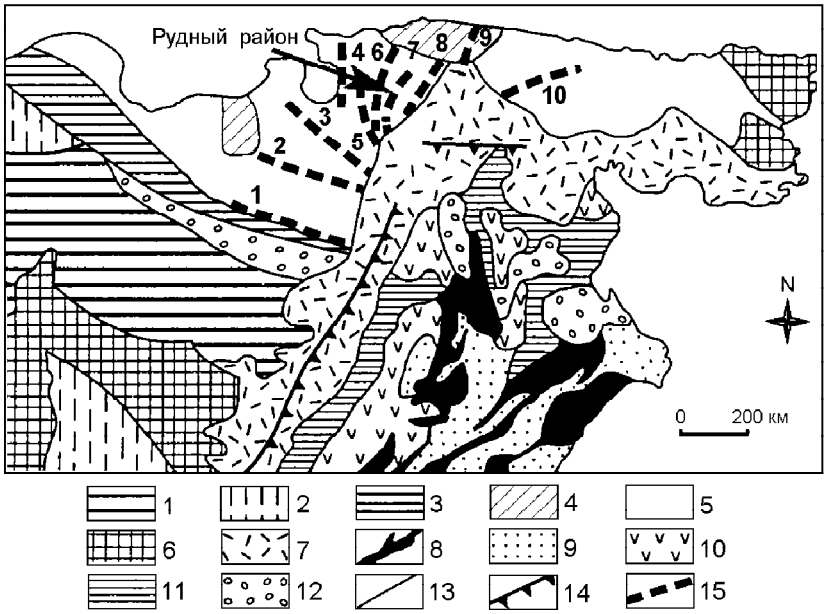



**Рис. 1.** Зоны тектоно-магматической активизации Чукотки (схема по [17], дополненная авторами).

1 – фрагменты Алазейской и Олойской рифтогенных зон; 2 – фрагменты складчатых зон, возникших на утонённой континентальной коре: Ольджойской и Сугойской; 3 – Южно-Анюйская коллизионная зона; 4,5 – Чукотская система: 4 – поднятия, сложенные палеозойскими образованиями, 5 – мезозойские орогенные структуры; 6 – фрагменты дорифейской континентальной коры; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 – зоны и блоки покровного строения с офиолитовыми аллохтонами; 9 – складчатые зоны Корякского нагорья, сложенные меловыми флишево-олистостромовыми образованиями; 10 – кайнозойские вулканические пояса и поля; 11- Удско-Мургальская островодужная система; 12 — неоген-четвертичные впадины; 13 – разломы недифференцированные; 14 – граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса; 15 – рудоносные зоны тектоно-магматической активизации: 1 – Южно-Анюйская, 2 – Кепервеемская, 3 – Эльвенейская, 4 – Валькумейская; 5 – Палянская, 6 – Карпунгская, 7 – Кукенейская, 8 – Матенвунайская, 9 – Пильхинкууль-Рывеемская, 10 – Экугская.

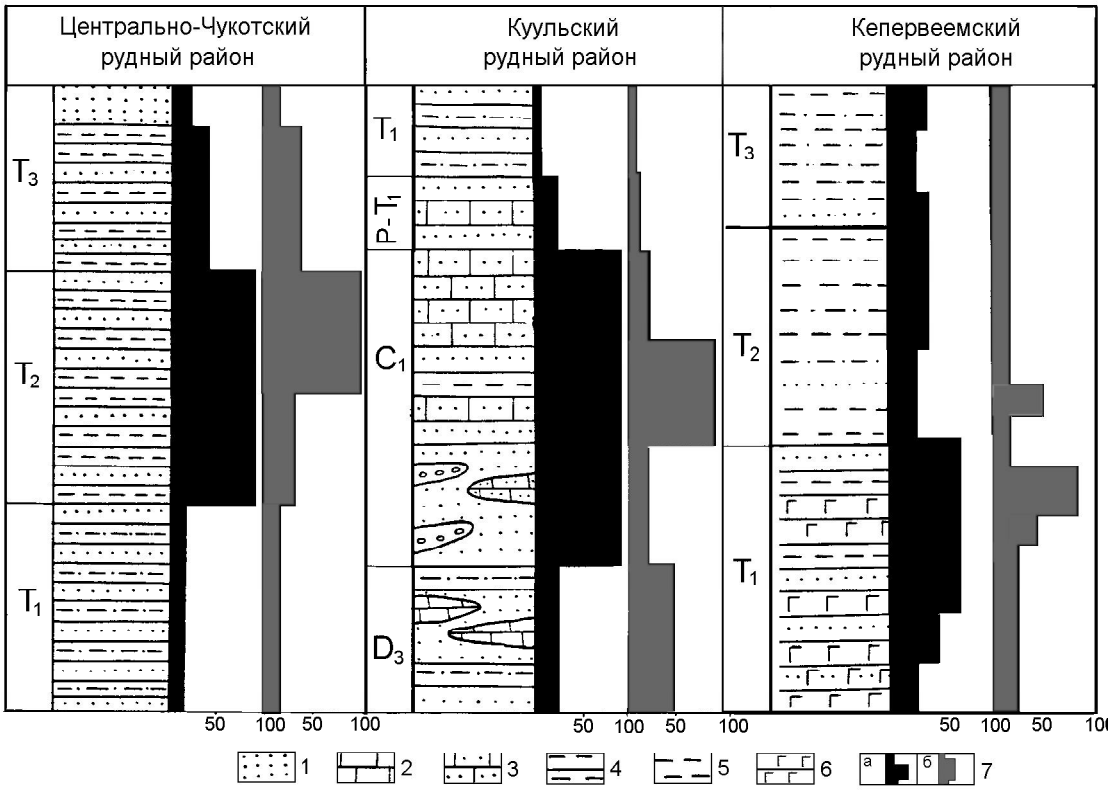



**Рис. 2.** Распределение запасов рудного и россыпного золота в стратиграфических разрезах рудных районов Чукотки.

1 – песчанистые толщи; 2 – известковистые толщи; 3 – известково-песчанистые толщи; 4 – чёрные сланцы; 5 – алевролиты; 6 – силлы габбродиабазов; 7 – гистограммы распределения запасов россыпного (а) и рудного (б) золота.

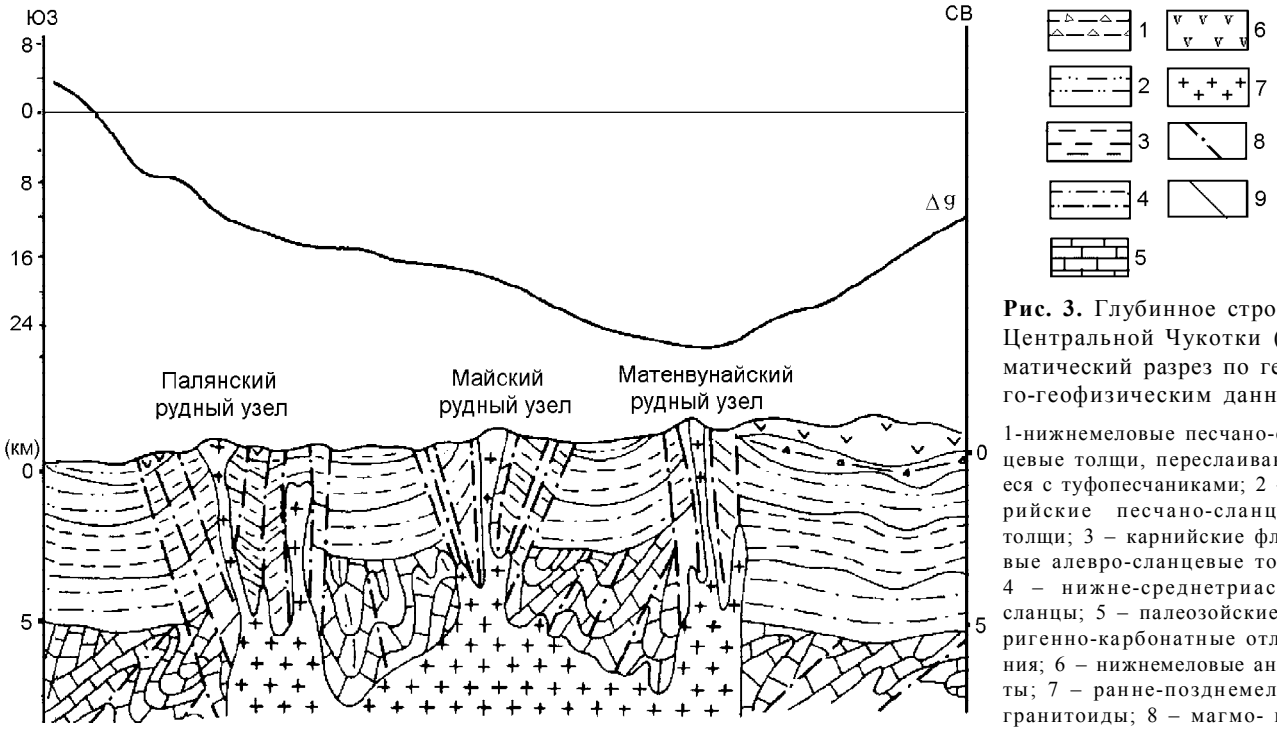



**Рис. 3.** Глубинное строение Центральной Чукотки (схематический разрез по геолого-геофизическим данным).

1-нижнемеловые песчано-сланцевые толщи, переслаивающиеся с туфопесчаниками; 2 – норийские песчано-сланцевые толщи; 3 – карнийские флишевые алевро-сланцевые толщи; 4 – нижне-среднетриасовые сланцы; 5 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 6 – нижнемеловые андезиты; 7 – ранне-позднемеловые гранитоиды; 8 – магмо- и рудоконтролирующие синвулканические разломы; 9 – геологические границы.

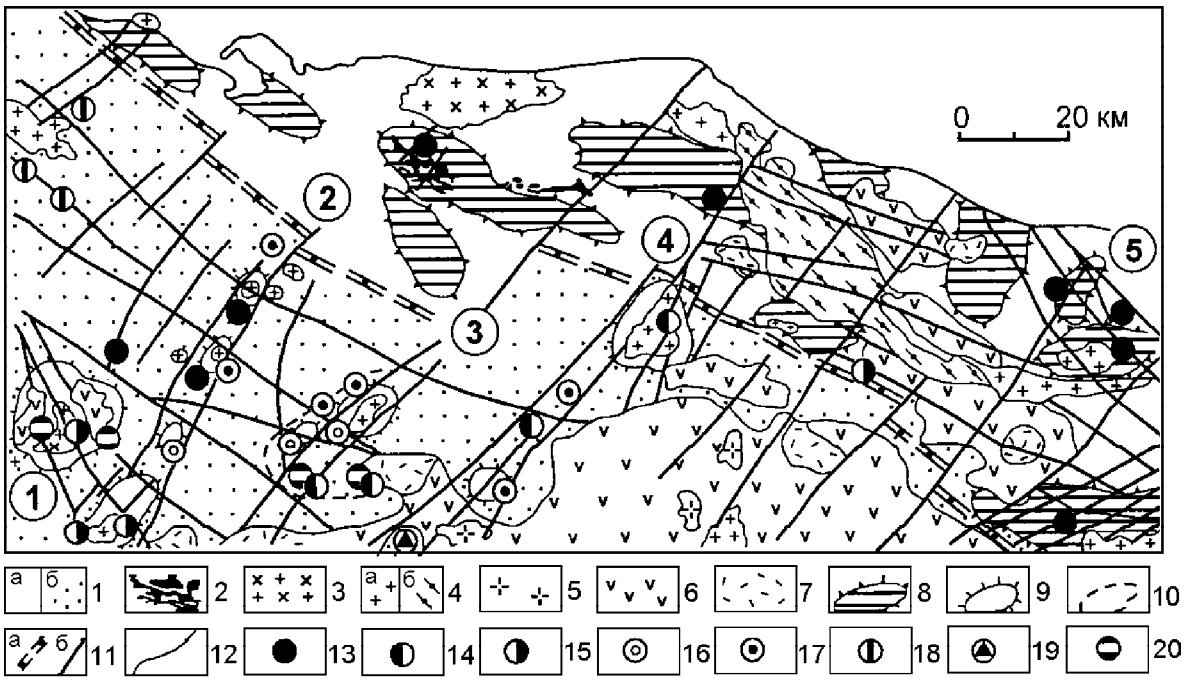



**Рис. 4.** Тектоническая карта с элементами металлогении Центральной Чукотки (схема).

1 – мезозойские терригенные отложения (а), палеозойские терригенно-карбонатные отложения (б); 2 – дайки и силлы габбродиабазов; 3 – гранодиориты; 4 – граниты (а), гранитогнейсы (б); 5 – сиениты, риолит-порфиры; 6 – андезитовая формация; 7 – игнимбритовая формация; 8 – ядра палеозойских поднятий; 9 – интрузивно-купольные структуры и отдельные купола; 10 – Кукенейская релаксационная ИКС; 11 – разломы: а – Куветский глубинный разлом, б – взбросо-сдвиги; 12 – геологические и географические границы; 13–20 – месторождения и рудопроявления: 13 – золото-кварцевые, 14 – золото-редкометалльные, 15 – золото-серебряные, 16 – золото-сульфидных вкрапленных руд, 17 – касситерит-сульфидные, 18 – касситерит-силикатные, 19 – медно-порфировые, 20 – ртутные; Цифры в кружках – зоны тектоно-магматической активизации: 1 – Палянская; 2 – Карпунгская, 3 – Кукенейская; 4 – Матенвунай-Пырканаянская; 5 – Рывеем-Пильхинкуульская.

монцониты, сиениты, гранодиориты, граниты. Массивы, как правило, имеют зональное строение. Взаимоотношения между субфазами массивов различны: от взаимных переходов до рвущего контакта. Часть массивов сформирована за счет многофазного внедрения дифференцированного расплава в периферическом очаге. По петрохимическим особенностям все массивы близки и относятся к ассоциации пород, пересыщенных глиноземом и щелочами, для них характерна повышенная калиевость (табл. 1).

Дайковый комплекс представлен Майским, Кукенейским, Промежуточным, Звездным, Сыпучинским и другими полями, которые непосредственно сопряжены с гранитоидными интрузивами, а некоторые являются апофизами конкретных массивов. По составу они делятся на три группы: кислые, средние и основные. Выходы экструзивных образований района тяготеют к поясу развития вулканитов.

Все процессы интрузивного магматизма, куполообразования и гидротермальной деятельности рассматриваемого региона развивались синхронно с вулкано-плутоническими ассоциациями ОЧВП. Можно с уверенностью говорить только о комагматичности гранитоидных интрузивных образований региона с меловыми риолитами кытакпайской свиты. Кроме этого, дайки и экструзии основного состава возможно коррелировать с основными образованиями коэквуньской свиты – отложениями заключительной фазы вулканической деятельности ОЧВП, проявившейся с перерывом после образования дифференцированной толщи кислых вулканитов [1].

Синаккреционный интрузивный магматизм если и был проявлен, то незначительно (рис. 5). В отличие от колымских террейнов здесь он совмещен во времени и пространстве с постаккреционным магматизмом Охотско-Чукотского пояса. В частности, проявления синаккреционных гранитоидных и дайковых образований вероятны в районе Ичувеемского поднятия (Водораздельный и Ичувеемский интрузивный массивы), где широко развиты золотоносные жилы золото-кварцевой формации.

Возрастные рамки формирования интрузивных магматических пород датируются в первую очередь на основе соотношений с комагматичными им толщами вулканитов. Мы выделяем в районе три магматических комплекса: 1) раннемеловой, представленный гипабиссальными интрузивами, субвулканическими телами и дайками монцонитового и латитового состава; 2) ранне-позднемеловой, объединяющий интрузивные и дайковые образования преимущественно кислого и, в меньшей степени, среднего состава; 3) позднемеловой – дайковый, преимущественно андезибазальтового состава.

Вулканиты раннемелового комплекса развиты вблизи межгорных впадин, заполненных угленосными отложениями, и представлены лавами среднего и основного состава (этчикуньская свита), которые отличаются повышенной щелочностью и отнесены к трахит-латитовой формации. Завершилась эта фаза магматической деятельности внедрением гипабиссальных интрузий монцонитового состава. Валуны и гальки монцонитов и метаморфизованных осадочных пород в большом количестве отмечены в туфоконгломератах, залегающих в основании вышележащих вулканических толщ.

Второй этап магматической деятельности отвечает по времени позднему альбу – раннему сеноману. Он характеризовался накоплением мощных толщ игнимбритов риолит-дацит-андезитового состава (чаунская серия, по [1]). Именно с этим периодом, по-видимому, связано устанавливаемое по геофизическим данным разуплотнение земной коры – образование на глубине больших масс гранитоидов. В основании осадочных пород они залегают преимущественно в виде субгоризонтальных тел. В осадочные толщи магматические расплавы внедрялись в виде трещинных и куполообразных интрузий (Кукенейский, Водораздельный и другие массивы), а также даек пестрого состава. По возрасту эти интрузии рядом исследователей отнесены к началу раннего мела на том основании, что обломки гранитоидов встречаются в нижних частях разреза альб-сеноманских вулканитов. Однако в данном случае, как и в других

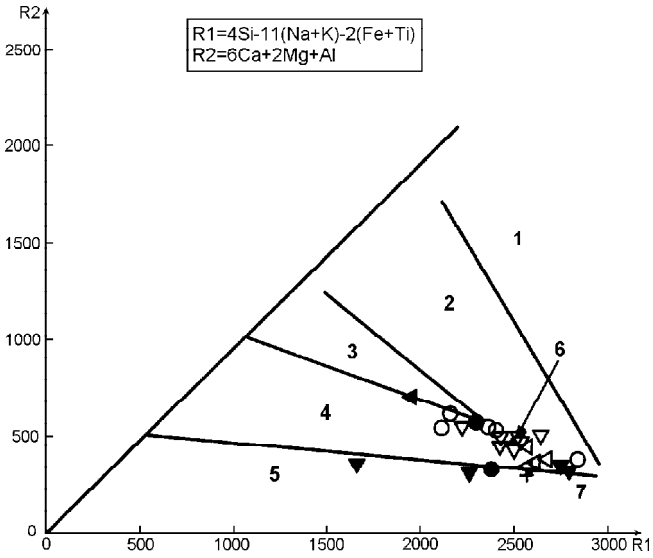



**Рис. 5.** Распределение основных типов гранитоидов на мультикатионной диаграмме R1 – R 2 [18].

1 – мантийные дифференциаты; 2 – доколлизионные; 3 – постколлизионные; 4 – позднеорогенные; 5 – неорогенные; 6 – синорогенные; 7 – послеорогенные. Условные обозначения на рис.7.

**Таблица 1. Петрохимические характеристики магматических пород Майского рудного узла.**

| Петрохимические компоненты (%) | №№ по порядку, соответствующий типу породы * (число проб) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 (7) | 2 (3) | 3 (10) | 4 (16) | 5 (2) | 6 (3) | 7 (6) | 8 (3) | 9 (3) | 10 (10) | 11 (5) | 12 (6) | 13 (1) | 14 (1) | 15 (7) | 16 (3) | 17 (2) | 18 (18) |
| $SiO_2$ | 68,33 | 74,98 | 59,89 | 70,33 | 70,53 | 55,57 | 48,75 | 54,15 | 75,66 | 71,79 | 72,86 | 75,93 | 48,12 | 69,69 | 72,85 | 66,75 | 64,38 | 60,75 |
| $TiO_2$ | 0,46 | 0,22 | 0,67 | 0,40 | 0,58 | 1,46 | 1,46 | 1,01 | 0,18 | 0,37 | 0,20 | 0,16 | 1,32 | 0,36 | 0,21 | 0,68 | 0,71 | 0.73 |
| $Al_2O_3$ | 14,32 | 14,45 | 12,04 | 14,25 | 13,46 | 14,89 | 15,85 | 14,12 | 12,53 | 14,14 | 13,25 | 12,51 | 14,97 | 14,29 | 13,81 | 16,86 | 15,56 | 15,28 |
| $Fe_2O_3$ | 0,66 | 0,78 | 1,17 | 2,35 | 0,91 | 2,15 | 5,85 | 7,12 | 2,17 | 0,46 | 0,37 | 0,54 | 8,06 | 3,58 | 2,24 | 1,98 | 0,75 | 0,82 |
| FeO | 2,61 | 0,48 | 3,89 | 1,51 | 2,42 | 5,88 | 4,85 | | | 2,76 | 2,04 | 1,54 | | | 0,58 | 1,60 | 4,19 | 4,51 |
| MnO | 0,07 | 0,06 | 0,10 | 0,05 | 0,07 | 0,14 | 0,18 | 0,15 | 0,13 | 0,06 | 0,17 | 0,05 | 0,15 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,10 |
| MgO | 1,08 | 0,22 | 3,73 | 0,86 | 1,19 | 4,28 | 4,93 | 3,33 | 0,.96 | 0,48 | 0,22 | 0,10 | 0,47 | 6,92 | 0,28 | 0,77 | 2,11 | 3,62 |
| CaO | 1,64 | 0,75 | 3,13 | 0,57 | 1,08 | 4,11 | 6,15 | 4,04 | 0,98 | 1,28 | 0,81 | 0,46 | 1,92 | 2,07 | 1,08 | 1,79 | 2,64 | 3,51 |
| $Na_2O$ | 1,94 | 0,20 | 0,90 | 0,40 | 2,69 | 3,47 | 1,53 | 1,46 | 0,07 | 2,33 | 2,85 | 3,56 | 1,92 | 2,96 | 1,58 | 3,04 | 3,47 | 2,52 |
| $K_2O$ | 4,41 | 3,54 | 3,11 | 2,88 | 5,61 | 3,06 | 1,89 | 1,31 | 3,15 | 4,48 | 4,21 | 3,97 | 2,12 | 5,17 | 5,15 | 4,57 | 3,54 | 4,36 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,03 | 0,48 | 0,16 | 0,15 | 0,56 | 0,51 | 0,34 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,35 | 0,09 | 0,06 | 0,21 | 0,18 | 0,29 |
| $CO_2$ | 1,72 | 0,98 | 5,86 | 1,38 | 0,10 | 1,25 | 6,82 | - | - | 0,24 | 0,10 | 0,12 | - | - | 0,50 | 0,34 | 0,10 | 0,74 |
| S (общ.) | 0,41 | 0,35 | 0,55 | 1,6 | 0,05 | 0,08 | 0,13 | - | - | 0,05 | 0,05 | 0,05 | - | - | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,05 |

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ СВПГО, г. Магадан, ЦНИГРИ, ВИМС (г. Москва). *1–4 – дайки Майского месторождения: 1 – гранодиорит-порфиры, 2 – аплиты, 3 – лампрофиры, 4 – риолит-порфиры; 5–7 – дайки Промежуточного месторождения: 5 – гранит-порфиры (ксенолиты в дайках андезибазальтов), 6 – лампрофиры (?), 7 – андезибазальты (долериты); 8, 9 – дайки Кукенейского месторождения: 8 – лампрофиры, 9 – риолит-порфиры; 10–14 – интрузивные породы Кукенейского массива: 10 – гранит-порфиры периферии, 11 – граниты центральной части, 12 – аплиты, 13 – андезибазальты, 14 – риолит-порфиры; 15 – риолиты вулканического покрова в окрестностях Сопки Рудной; 16 – риолит-порфиры, г. Отдельная (экструзивное тело в 15 км к северо-востоку от месторождения Промежуточного); 16 – граниты, массив Водораздельный; 18 – граносиениты, Шурыканский массив. Таблица составлена по данным Волкова А.В., Алискерова А.А., Политова В.К., Майской и Чаунской ГРЭ.

районах Охотско-Чукотского пояса, правильнее датировать их в соответствии с возрастом комагматичных вулканитов.

Позднемеловые магматические породы, представленные андезибазальтами и трахибазальтами, слагают протяженные рои даек северо-восточного и субширотного простирания. В дайках отмечены ксенолиты залегающих на глубине гранитоидов (участок Промежуточный). Андезибазальтовый вулканизм проявлен в районе в виде небольших покровов (коэквуньская свита), комагматичных дайковым образованиям.

Возникновение магматических пород района возможно объяснить двумя глубинными процессами: образованием базальтовых расплавов в верхней мантии и палингенным образованием гранитных расплавов в пределах земной коры. Следовательно, вполне логично предположить существование трех групп эндогенных месторождений: метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенно-плутоногенной (табл. 2).

Рудоносность района определяется серией субмеридиональных «скрытых» разломов, оперяющих северный фланг Императорского трансформного разлома [2]. Это хорошо подтверждается тем, что подавляющее большинство рудных тел в районе (>90%) имеют субмеридиональное направление. Рудоносные интрузивно-купольные структуры (ИКС) приурочены к узлам пересечения «скрытых разломов» с соскладчатыми северо-западными и магмоконтролирующими северо-восточными и наиболее молодыми субширотными разломами. Небольшие массивы гранодиорит-гранитной формации (абсолютный возраст 100–90 млн лет [7]) играют определяющую роль в формировании интрузивно-купольных структур Центрально-Чукотского золоторудного района. Исследованиями М.Л. Гельмана [3] показана тесная парагенетическая связь этих интрузий с вулканическими процессами ОЧВП. Эти гранитоидные массивы имеют многофазное или эпизональное строение.

**Таблица 2. Рудные формации зон ТМА.**

| Тектонический режим | Группа | Формации |
|---|---|---|
| Орогенный | Метаморфогенная | Золото-кварцевая |
| Тектоно-магматической активизации | Плутоногенная | Касситерит-кварцевая<br>Касситерит-силикатная<br>Вольфрамит-кварцевая<br>Касситерит-сульфидная |
| | Вулканогенно-плутоногенная | Золото-сульфидная вкрапленная<br>Золото-серебряная<br>Золото-редкометалльная<br>Серебро-полиметаллическая<br>Сурьмяная<br>Ртутная |

Рудоносные интрузивно-купольные структуры формируются в узлах пересечения северо-западных региональных соскладчатых и северо-восточных синвулканических разломов и являются дискордантными по отношению к мезозойской складчатости. Они характеризуются развитием зон динамометаморфизма и высокотемпературной проработкой пород, повышенным фоном радиоактивных элементов. В их пределах либо вскрыты, либо устанавливаются на глубине по геофизическим данным и находкам ксенолитов в дайках гранитоидные массивы. Обязательным элементом подобных узлов является обильное проявление даек кислого, основного и среднего составов. Форма интрузивов, расположение цепочек магматических тел подчеркивают главное – северо-восточное – направление зон тектоно-магматической активизации (ТМА) Центрально-Чукотского рудного района (рис. 4).

В пределах рудного района распространены месторождения и рудопроявления золота, олова, серебра, вольфрама, меди, молибдена, сурьмы, ртути, свинца, цинка, тория и урана, относящиеся к различным рудным формациям (табл. 2); здесь выявлены также месторождения с комплексной олово-серебро-полиметаллической минерализацией. В пределах рудноформационных рядов они занимают вполне определённое положение [14]. Очевидно также, что сложные базовые месторождения сформированы в результате пространственного совмещения полихронного оруденения различных глубин, но в единых рудоносных интрузивно-купольных структурах.

В стратиграфическом разрезе района основные запасы золота, как россыпного, так и рудного приурочены к пластичным флишевым толщам среднего и верхнего триаса. Такое распределение запасов заметно отличается от соседних районов (рис. 2).

В пределах Центрально-Чукотского рудного района выделяются зоны ТМА, оперяющие и поперечные по отношению к генеральному простиранию ОЧВП (рис. 4). Наиболее рудоносные – занимают также поперечное положение относительно складчатых структур мезозоид. Именно в них сформированы интрузивно-купольные структуры, к которым приурочены рудные узлы, поля и месторождения с золото-серебряным, золото-редкометалльным и золото-сульфидным (вкрапленным), золото-порфировым, медно-молибден-порфировым, касситерит-сульфидным, серебро-полиметаллическим, сурьмяным, ртутным, вольфрамовым типами оруденения.

Выявлен ряд зон ТМА с многочисленными интрузивно-купольными структурами (рис.4). Преимущественным распространением пользуются структуры приразломного типа, установлены одна сателлитная (Кукенейская) и одна инверсионная структуры. Многие месторождения и рудопроявления Кукенейской структуры, образующие Майский рудный узел, приурочены к дочерним куполам (Майское, Промежуточное, Сопка Рудная) и к главному интрузивному купольному поднятию (Кукенейское, Кевеемское, Сильное, Марс). Приразломные интрузивно-купольные структуры Карпунгской и Матенвунайской зоны ТМА обычно контролируют единичные рудные поля и месторождения (Сыпучинское, Лунное, Матенвунайское). В южной части рудного района на периферии Пегтымельского вулканогенного прогиба расположено медно-молибден-порфировое рудопроявление, приуроченное к Шурыканскому субвулканическому интрузиву (Матенвунайская зона ТМА). Инверсионной Палянской структуре одноименной зоны ТМА соответствует рудный узел с золото-редкометалльным, касситерит-силикатным, золото-серебряным и ртутным типами оруденения (месторождения Западно-Палянское, Палянгайское). Эта структура по своему глубинному строению весьма схожа с сателлитными интрузивно-купольными структурами, что позволяет ожидать в её пределах открытие месторождения золото-сульфидной вкрапленной формации. Северный фланг Палянской структуры сопряжен с районом уникальных Средне-Ичувеемских золотых россыпей.

**Майский рудный узел** является представительным и наиболее изученным в рудном районе. Он приурочен к Кукенейской сателлитной ИКС (рис. 6). Вмещающие породы, слагающие рудный узел, представлены флишоидными песчано-глинистыми толщами и субаэральными вулканитами. Флишоидные толщи имеют трехчленное строение. Нижняя часть разреза (1,5–2 км) сложена мелкозернистыми хлоритизированными песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами нижнего–среднего триаса (гэсмыткунская и геунтовская свиты). Средняя часть (до 2 км) представлена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и олигомиктовыми песчаника-

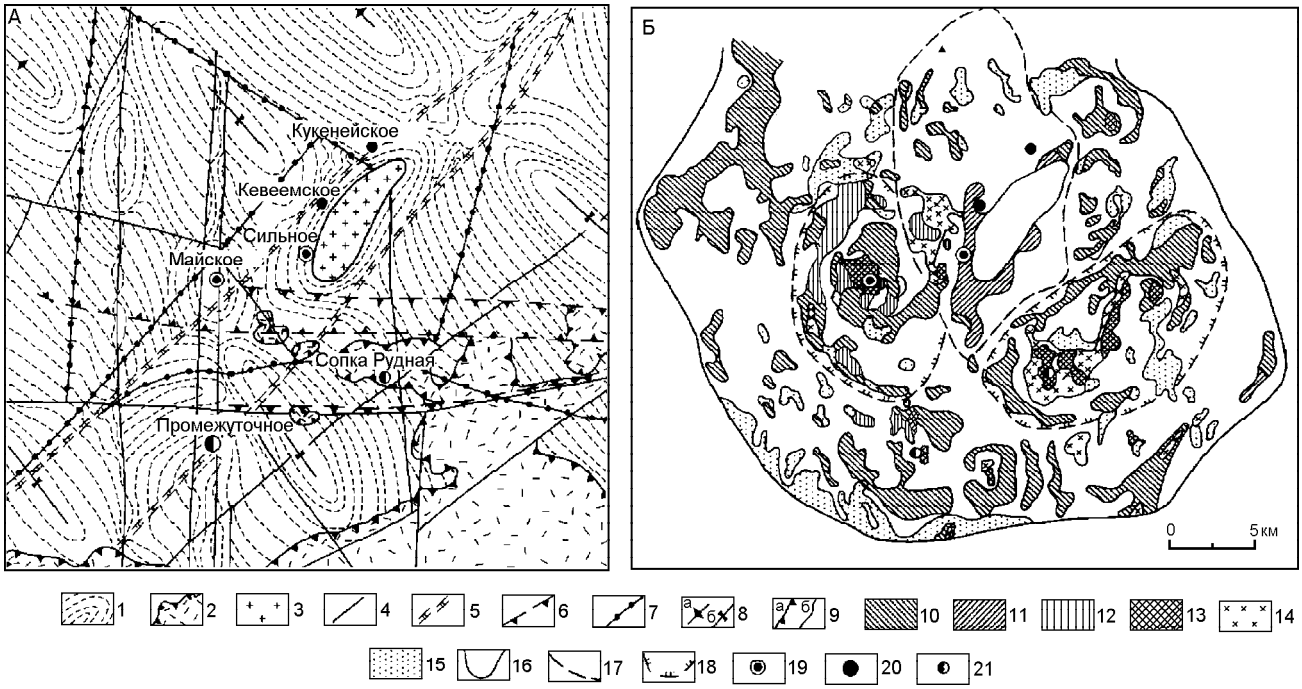



**Рис. 6.** Схема геологического строения (А) и геохимические поля (Б) Кукенейской сателлитной интрузивно-купольной структуры (Майский рудный узел).

1 – терригенные флишевые толщи среднего и верхнего триаса; 2 – эффузивы верхнего мела; 3 – ранне-позднемеловые граниты; 4 – разломы; 5 – синвулканические северо-восточные разломы; 6 – неотектонические разломы; 7 – разломы, установленные по геофизическим данным; 8 – оси складок: антиклинальных (а), синклинальных (б); 9 – границы: вулканитов ОЧВП (а), геологические (б); 10 – 14 – геохимические ассоциации: 10 – серебро-полиметаллическая (Ag, Pb, Zn, Cu, Bi), 11 – олово-серебряная (Sn, Ag, As, Pb, Zn, Au, Sb); 12 – золото-кварцевая ( Au, Pb, As, Sb); 13 – золото-сульфидная вкрапленная ( Au, As, Sb, Ag, Pb); 14 – золото-серебряная (Ag, Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu); 15 – зона выноса элементов; 16 – граница Майского рудного узла по геохимическим данным; 17 – границы оловорудных полей; 18 – границы золоторудных полей. 19–21 – рудные месторождения: 19 – золото-сульфидные, 20 – касситерит-сульфидные, 21 – золото-серебряные.

ми среднего и верхнего триаса, карния и низами нория (кевеемская, ватапаваамская, релькувеемская и млелювеемская свиты). Верхи триасовых отложений (1,5–1,8 км) сложены темноцветными аргиллитами, алевролитами и реже песчаниками (кувеемкайская, пырканайская и сыпучинская свиты). Отмечено заметное увеличение количества прослоев песчаников и гравелитов во флишоидных толщах с юга на север, что указывает на существование на севере (Куульское поднятие) в палеозое древних массивов суши (областей сноса). В пределах месторождений и рудопроявлений преобладают карнийские и норийские отложения, среднетриасовые толщи предполагаются только вблизи Кукенейского интрузива и в купольно-блоковой структуре Майского месторождения. Вулканогенные толщи распространены в южной части рудного узла и представляют собой северо-западную периферию Пегтымельского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эффузивная толща сложена позднемеловыми игнимбритами, туфами и туфоконгломератами, андезибазальтами и различными лавами и туфолавами кислого и среднего состава (кытапкайская свита). Суммарная мощность отложений не превышает 300–350 м.

Наиболее широко в рудном узле распространены разломы северо-западного и северо-восточного простирания, соответствующие поперечным и продольным зонам глубинных разломов. С юга рудный узел ограничивают субширотные, дугообразные разломы и поля вулканитов Пегтымельского вулканопрогиба ОЧВП (рис. 6).

Складчатая структура рудного узла представлялась ранее довольно простой – здесь выделялись пологие брахискладки (рис. 6). В последнее время отмечено, что зоны надвигов и простых складок в рудном узле чередуются с зонами вертикального залегания и крутопадающих до изоклинальных приразломных складок. Брахискладки имеют северо-западную ориентировку, соответствующую генеральному направлению Паляваамской зоны. Они осложняются в пределах сателлитных купольных структур складками северо-восточного и субмеридионального простирания. Зеркало этой складчатости погружается с востока на запад. В восточной части рудного узла выделяется антиклиналь, западнее она сменяется моноклинальным залеганием с западным падением, осложненная складками более высокого порядка, связанными с сателлитными куполами, а далее на самом западе расположена синклинальная структура. В процессе внедрения Кукенейской интрузии вмещающие толщи испытали вертикальное поднятие, и вблизи гранитоидов на поверхность выведены более древние слои.

Таким образом, разнонаправленная складчатость в сочетании с многочисленными пересекающимися разломами создают своеобразную клавишно-мозаичную структуру рудного узла.

**Магматические породы рудного узла.** В строении рудного узла принимают участие граниты Кукенейского массива; дайки пестрого состава, секущие как породы интрузива, так и осадочную толщу в пределах месторождений; вулканические породы, залегающие в 10 км южнее гранитного массива (рис. 6). Массив располагается в четырехугольном блоке, ограниченном с северо-запада сочленяющимися разрывами восток-северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, с востока – разломом северо-северо-восточного простирания и с юга – широтным разломом. Выход интрузива на поверхность имеет форму сужающегося овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 13,5 км, при максимальной ширине 5 км. Массив занимает площадь 40 км$^2$ и является плутоном величины третьего порядка. Судя по размерам ореола контактового метаморфизма и геофизическим данным, юго-восточный и южный контакты интрузива более крутые (до 70°), местами до вертикальных, северный и северо-западный – более пологие, до 45–30°. В юго-восточной части Кукенейского месторождения на глубине находится, вероятно, невскрытый сателлит массива, проявляющийся на поверхности в виде ореола слабого метаморфизма. Для формы Кукенейского массива характерна комбинация вертикального штока и горизонтального лакколитоподобного тела. Резко порфировидное строение гранитов и сравнительно большое количество ксенолитов вмещающих пород указывают на небольшую глубину его становления, которая, очевидно, составляла не более 1–2 км. В составе Кукенейского массива выделяются образования трех фаз: порфировидные граниты, лейкократовые разнозернистые и среднезернистые граниты, дайки аплитов и аплитовидных гранитов. Размещение фаз массива в плане зональное: периферическая часть его сложена гранитами с порфировидной структурой, а центральная – с нормальной гранитоидной структурой, что лишний раз подчеркивает одноактность внедрения магмы.

По геофизическим данным и наличию ореола ороговикованных пород, интрузивное тело предполагается под Майским месторождением. В пределах центральной части Промежуточного рудного поля также предполагается интрузив на глубине, судя по находкам ксенолитов гранитоидов в поздних дайках долеритов и небольшому ореолу контактово-метаморфизованных пород.

Гранитоиды Майского рудного узла относятся к породам, несколько пересыщеным глиноземом и щелочами (рис. 7). Калий в них резко преобладает над натрием (рис. 8). В целом породы близки к интрузивным породам мезозоид Чукотки и соот-

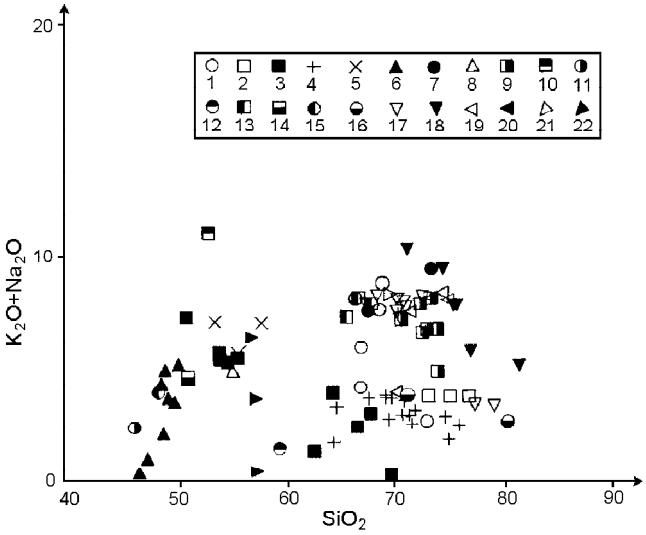



**Рис. 7.** Распределение основных типов магматических пород Майского рудного узла на диаграмме сумма щелочей-кремнезём.

1–4 – дайки Майского месторождения: 1 – гранодиорит-порфиры, 2 – аплиты, 3 – лампрофиры, 4 – риолит-порфиры; 5–7 – дайки Промежуточного месторождения: 5 – лампрофиры (?), 6 – андезибазальты, 7 – гранит-порфиры; 8–10 – магматические породы Сопки Рудной: 8 – андезит, 9 – риолиты, 10 – базальт; 11,12 – рудопроявление Низкое (5 км к востоку от Промежуточного рудного поля): 11 – базальт, 12 – лампрофир; 13 – риолит-порфиры (экструзия, гора Отдельная, расположена между Сопкой Рудной и Промежуточным); 14 – андезибазальт (фланг Майского рудного поля); 15–22 – магматические породы Кукенейского массива и одноимённого месторождения: 15 – дайка андезибазальтов в массиве, 16 – риолит-порфиры месторождения, 17 – гранит-порфиры перефирии массива, 18 – дайки аплитов в массиве, 19 – граниты центральной части массива, 20 – водораздельный гранитный массив, 21 – дайка риолит-порфиров в массиве; 22 – лампрофиры месторождения.

ветствуют калиево-натриевым гранитоидным сериям Э.П. Изоха. Химические анализы пород главнейших интрузивных массивов, экструзивных, дайковых тел и вулканитов приведены в таблице 1. Судя по диаграммам Харкера [20], общий интервал составов пород интрузивных массивов и дайковых пород кислого и среднего состава перекрывает всю область составов гранитоидов от кварцевых диоритов до аляскитов с устойчивым главным максимумом в области гранита–гранодиорита (рис. 8). Практически в эту же область попадают средние арифметические составы вулканических пород района. Причем расположение фигуративных точек, несмотря на значительный разброс, характеризуется относительной плотностью, отсутствием разрывов в поле их развития. Проведенный анализ показывает, что все ранне-позднемеловые магматические породы относятся к единой петрохимической серии, тогда как магматические образования позднемелового субвулканического комплекса образуют поле фигуративных точек, резко удаленных по оси «X» от поля развития точек пород позднемелового возраста (рис.8). Ксенолиты гранитов из даек Промежуточного рудного поля характеризуются повышенной щелочностью и высокой пересыщенностью глиноземом, приближаясь по своему составу к щелочному граниту по Дэли [19]. Содержание щелочей в них близки к граничным между известково-щелочными и щелочными гранитами (табл.1). Средний состав пород Шурыканского интрузива занимает промежуточное положение между средними составами гранодиорита и диорита по Дэли [19], отличаясь от последних несколько повышенным количеством железа и щелочей (особенно калия). Изученные гранитоидные массивы по химическому составу тождественны кислым вулканитам (рис. 8). Кроме ранне-позднемеловой гранитоидной серии пород, выделяется контрастная ей по составу позднемеловая андезибазальтовая серия пород, происхождение которой возможно объяснить более глубинным источником вещества.

По основным петрохимическим параметрам породы Кукенейского массива близки к оловоносным гранитам многих районов мира и, особенно – к оловоносным гранитам Чукотки, в частности Северного и Иультинского массивов. Такое же сходство обнаруживается и по уровню содержания ряда редких элементов и значениям их отношений, которые принято считать индикаторными геохимическими характеристиками рудоносных и редкометалльных гранитов. Однако абсолютные значения содержаний олова, бериллия, ниобия ниже, чем в гранитах Северного массива, но в 2–30 раз выше кларка и близки к содержанию этих элементов в гранитах Иультинского, Омсукчанского и других районов (В.К. Политов, 1990, неопубликованные данные).

Изучение распределения золота в породах Кукенейского массива показало, что существует тенденция увеличения содержания золота от центра к периферии интрузии (табл. 3). В целом содержания золота в породах различных массивов близки. Для даек Майского рудного поля характерно повышенное содержание золота, тогда как для даек Промежуточного рудного поля, наоборот – заниженное. Позднемеловые экструзивные образования основного состава имеют самые низкие содержания золота в районе (табл. 3). Однако необходимо отметить, что в пределах рудных полей в сущности отсутствуют породы, не затронутые в той или иной мере гидротермальным изменением.

**Магматические породы и возраст оруденения.** Данные абсолютного возраста (табл. 4) показывают, что внедрение магматических тел укладывается в следующую последовательность: дайки гранодио-

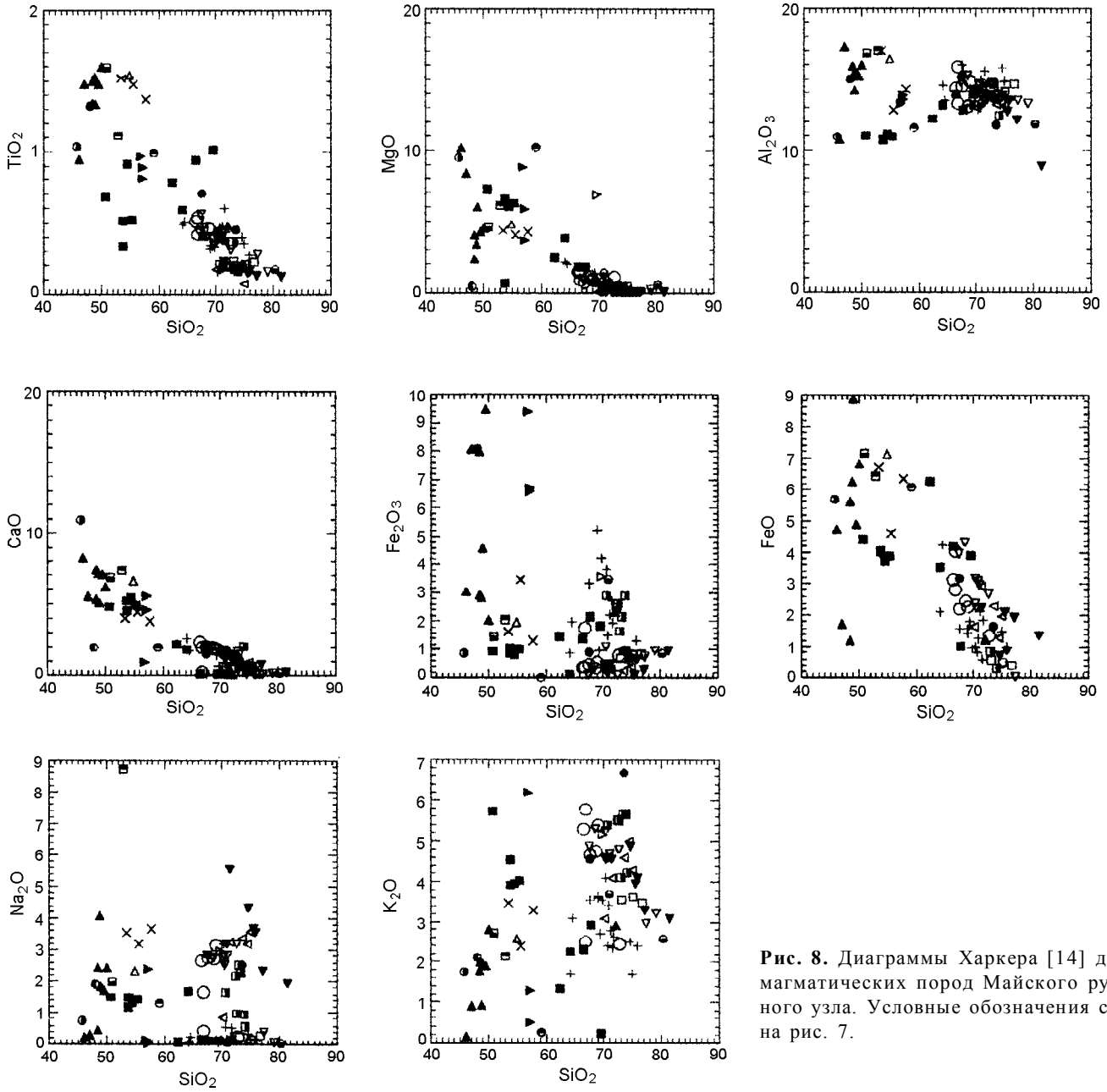



**Рис. 8.** Диаграммы Харкера [14] для магматических пород Майского рудного узла. Условные обозначения см. на рис. 7.

рит-порфиров и аплитов Майского месторождения – граниты Кукенейского массива – дайки лампрофиров – субвулканические тела риолит-порфиров Майского месторождения – дайки андезибазальтов и базальтов. Если для сопоставления опираться на стратиграфическую шкалу, то граниты Кукенейского массива и гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры Майского месторождения – ранне-позднемеловые образования, риолит-порфиры – позднемелового, а дайки андезибазальтов и базальтов позднемелового, возможно, палеогенового возраста. Эта возрастная последовательность хорошо согласуется и с прямыми геологическими наблюдениями. Так ксенолиты лампрофиров установлены в риолит-порфирах Майского месторождения, ксенолиты гранитов – в дайках андезибазальтов и базальтов на участке Промежуточном; граниты Кукенейского массива рассекаются дайками риолитовых порфиров и андезибазальтов. Совершенно очевидно, что рудные тела пересекают кислые позднемеловые субвулканические дайки Майского месторождения и, таким образом, они сформировались в позднем мелу или позднее. Была предпринята попытка оценить возраст оруденения по изотопному составу свинца галенитов Майского месторождения. Всего проанализировано 4 пробы (табл. 5). Все исследованные галениты имеют

**Таблица 3. Распределение содержаний золота в породах Кукенейского массива.**

| №№ пп | Название породы и место отбора | Среднее содержание (%) | Количество определений |
|---|---|---|---|
| 1 | Роговики приконтактовые | $6 \cdot 10^{-7}$ | 2 |
| 2 | Гранит-порфиры краевой фации | $6 \cdot 10^{-7}$ | 9 |
| 3 | Среднезернистые граниты | $1{,}6 \cdot 10^{-7}$ | 6 |
| | Распределение золота в поздних магматических дифференциатах Кукенейского массива | | |
| 1 | Гранитоиды массива | $4{,}2 \cdot 10^{-7}$ | 15 |
| 2 | Дайки кислого состава | $5 \cdot 10^{-7}$ | 8 |
| 3 | Калиевые метасоматиты | $6 \cdot 10^{-7}$ | 9 |
| 4 | Грейзенезированные граниты | $9 \cdot 10^{-7}$ | 6 |
| | Содержание золота в породах разных массивов | | |
| 1 | Шурыканский массив | $3{,}0 \cdot 10^{-7}$ | 37 |
| 2 | Ксенолиты из даек Промежуточного месторождения | $3{,}3 \cdot 10^{-7}$ | 5 |
| 3 | Кукенейский массив | $4{,}2 \cdot 10^{-7}$ | 15 |
| | Содержание золота в дайках Майского рудного узла | | |
| 1 | Риолит-порфиры, Майское м-е | $6{,}3 \cdot 10^{-7}$ | 3 |
| 2 | Андезибазальты, Промежуточное м-е | $3{,}5 \cdot 10^{-7}$ | 8 |
| 3 | Базальты, м-е Сопка Рудная | $1{,}1 \cdot 10^{-7}$ | 3 |

**Таблица.4. Результаты определения абсолютного возраста магматических пород Майского рудного узла.**

| № п/п | Название породы, (место отбора пробы) | K (%) | $K^{40}$ г/г $10^{-6}$ | $Ar^{40}$ г/г $10^{-6}$ | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | T млн лет |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Гранит-порфир (Майское) | 2.48 | 2.95 | 0.0204 | 0.00692 | 115 |
| 2 | Гранит-порфир (Майское) | 4.34 | 5.16 | 0.0367 | 0.00711 | 118 |
| 3 | Аплит (Майское) | 2.72 | 3.24 | 0.0207 | 0.00639 | 107 |
| 4 | Лампрофир (Майское) | 4.20 | 5.0 | 0.0317 | 0.00634 | 106 |
| 5 | Лампрофир (Майское) | 3.68 | 4.38 | 0.0277 | 0.00632 | 106 |
| 6 | Лампрофир (Майское) | 3.37 | 4.01 | 0.0267 | 0.00666 | 111 |
| 7 | Риолит-порфир (Майское) | 2.44 | 2.90 | 0.0200 | 0.00690 | 115 |
| 8 | Риолит-порфир (Майское) | 2.39 | 2.84 | 0.0164 | 0.00577 | 97 |
| 9 | Гранит-порфир (Кукенейский массив) | 3.85 | 4.58 | 0.0305 | 0.00666 | 111 |
| 10 | Гранит (Кукенейский массив) | 3.50 | 4.17 | 0.0268 | 0.00643 | 107 |
| 11 | Гранит-порфир (ксенолит, Промежуточное) | 5.28 | 6.28 | 0.0200 | 0.00462 | 78 |

Примечание. Анализы сделаны в лаборатории абсолютного возраста СВКНИИ ДВНЦ РАН калий-аргоновым методом изотопного разбавления (Аргон – 38) на масс-спектрометре МИ-1330.

близкий изотопный состав свинца, что свидетельствует об их одновременном образовании из единого источника. В результате модельный возраст галенитов по Стейен и Крамеру, составил 50–100 млн лет. Свинец Майского месторождения является аномально более радиогенным, чем современный и свинец других золоторудных месторождений Северо-Востока (табл. 5, рис. 9). Источниками свинца могли служить подстилающие породы кристаллического фундамента с высоким кларком урана. А изотопные отношения характерны для свинца коллизионных океанических зон (рис. 9). Сера галенитов Майского месторождения по своему изотопному составу может считаться магматической, поскольку все полученные значения отрицательные (табл. 5) и не выходят за пределы интервала (+4) – (- 4). Этот интервал фиксирует магматический источник серы, хотя первично магматическая сера и сера, экстрагированная из магматических минералов, по изотопии не различимы [21].

**Закономерности размещения месторождений и зональность оруденения.** Анализ положения месторождений и рудопроявлений в тектонических, геофизических и геохимических полях на примере Кукенейской сателлитной интрузивно-купольной структуры позволил установить, что они структурно связаны между собой в пределах своеобразной релаксационной зоны повышенной тектонической активности, сопровождающей становление интрузива. Зона релаксации (рис. 3) отчетливо фиксируется гравитационным уступом в поле силы тяжести, комплексными геохимическими аномалиями (рис. 6.Б). В этой зоне практически все интенсивно дислоцированные породы, сопровождающие многочисленные разломы, содержат вкрапленные сульфиды (пирит, арсенопирит), в которых отмечается 0,5–3 г/т золота. Кроме того, в этой зоне формируются сателлитные рудовмещающие купола, положение которых определяется узлами пересечения крупных разломов и не-

**Таблица 5. Изотопный состав свинца и серы галенитов Майского месторождения.**

| № п/п | Изотопный состав Pb | | | | Отношение изотопов | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Pb 204 | Pb 206 | Pb 207 | Pb 208 | Pb206/204 | Pb207/204 | Pb204/208 | $S^{34}$(%) |
| 1 | 1.355 | 25.450 | 21.060 | 52.134 | 18.779 | 16.540 | 38.469 | - 1.5 |
| 2 | 1.349 | 25.383 | 21.034 | 52.254 | 18.620 | 15.569 | 38.729 | -2.2 |
| 3 | 1.353 | 25.415 | 21.040 | 52.195 | 18.780 | 15.547 | 38.567 | -2.0 |
| 4 | 1.350 | 25.354 | 21.145 | 52.150 | 18.782 | 15.664 | 38.632 | -2.8 |

Примечание. Анализы выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ (точность 0,2 % при 95 %-ном интервале доверительной вероятности).

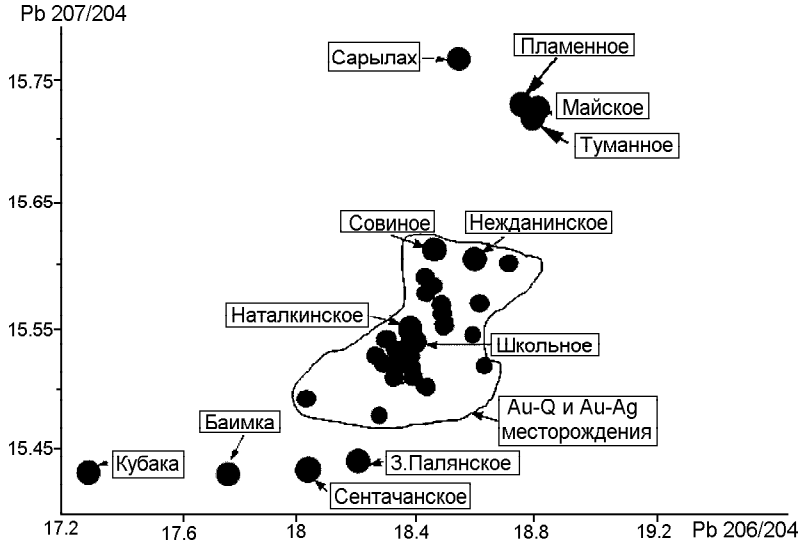



**Рис.9.** Изотопный состав свинца арсенопиритов и галенитов золоторудных месторождений Северо-Востока России (использованы данные [5, 8].

вскрытыми интрузивами. В дочерних купольных структурах локализуются многочисленные месторождения и рудопроявления золота, олова, серебра (рис. 6.А). Сравнительное изучение проявлений различных рудных формаций на примере Майского рудного узла показывает, что для них характерно развитие сходных минералого-геохимических ассоциаций (рис. 6.Б). В рудном узле выявлено зональное размещение оруденения по отношению к Кукенейскому интрузиву: по мере приближения к интрузиву зона эпитермального золото-серебряного жильного оруденения сменяется зоной мезотермального золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости от массива располагаются касситерит-сульфидные и касситерит-кварцевые более глубинные рудные тела.

В гранитах Кукенейского массива, на водоразделе ручьев Раскова и Сильный выявлена зона с дайками аплитов и жилами крупно- и мелкозернистого кварца, в том числе с кристаллами, характеризующимися необычайно четкими зонами роста (чередование молочно-белого и прозрачного кремнезема). Жилы и зоны брекчирования имеют субмеридиональное простирание, характерное для подавляющего большинства эпитермальных жил района. Наибольший интерес представляют кварц (хлорит-флюорит-карбонат)-сульфидные жилы с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом. В трещинах арсенопирита отмечены урановые минералы метацейнерит и трегерит. В зонах брекчирования (роговики, граниты, кварц) отмечены гнезда цеолитов и карбонатов (Басиладзе, 1951, неопубликованные данные). Есть основание отнести эти урановые рудопроявления к пятиметалльной рудной формации, обнаруживающей в районе определенные связи с эпитермальным золото-серебряным оруденением [11].

Таким образом, в Кукенейском гранитном массиве и его экзоконтактовой зоне локализованы рудопроявления радиоактивного сырья (пятиэлементной формации); с центральным интрузивно-купольным поднятием связано несколько месторождений и рудопроявлений касситерит-сульфидной (Кукенейское и Кевеемское) и золото-сульфидной (Сильное, Марс) формаций. Месторождение Майское с золото-сульфидным вкрапленным оруденением и золото-серебряные месторождения Сопка Рудная, Промежуточное и другие рудопроявления приурочены к сателлитным купольным структурам на продолжении меридиональных зон «скрытой» рудовмещающей трещиноватости в узлах пересечений широтных и северо-западных разломов.

**Модель формирования месторождений.** Минерализация в рудном районе развивалась в три этапа: 1 – доаккреционный гидротермально-осадочный, сингенетичный осадконакоплению; 2 – синаккреционный плутоногенно-метаморфогенный; 3 – постаккреционный гидротермальный.

В Майском рудном узле доаккреционная и синаккреционная минерализация на вскрытом уровне проявлены слабо, хотя в смежных Средне-Ичувеемском, Сыпучинском, а также Куульском [4] районах распространены синаккреционные золото-кварцевые жилы, представляющие собой источники уникальных чукотских россыпей золота; отмечены также седиментогенные золотоносные конкреции пирита и марказита в черносланцевых триасовых толщах; в карнийских глинистых неизмененных сланцах в 1981 году А.А. Сидоровым было обнаружено прожилковидное выделение высокопробного золота вне ассоциации с кварцем или с какими-либо другими минералами; в кварце базальных конгломератов, подстилающих нижнемеловые вулканогенные толщи, отмечалась вкрапленность галенита, сфалерита и пирита.

Основные рудные тела Майского месторождения представлены зонами мелко- и тонковкрапленной сульфидизации (арсенопирит, пирит) в глинистых сланцах и алевролитах черносланцевых толщ. В пределах верхнего яруса месторождения (восточный блок) развиты эпитермальные жилы кварца с вкрапленностью сульфидов, сульфосолей серебра и электрума. Объем жильных руд, включая самые поздние золотоносные антимонит-кварцевые жилы, незначителен. Основная масса золота (90%) заключена в виде субмикроскопических самородных выделений в арсенопирите и пирите. Интересно отметить, что мелкие и тонкие выделения золотоносных срастаний игольчатого арсенопирита и пирита в углеродистых метасоматитах глинистых триасовых толщ подобны аналогичным и более крупным срастаниям друзовидного арсенопирита и пирита в эпитермальных халцедон-кварцевых жилах, несущих также гнездовую вкрапленность сульфосолей серебра и электрума [10].

Углеродистые метасоматиты многими исследователями именуются науглероженными породами или даже просто породами, содержащими повышенные концентрации углистого вещества. Изучены они недостаточно и в подавляющем большинстве случаев даже не закартированы, несмотря на региональное развитие в большинстве крупнейших рудных провинций мира. Углеродистые метасоматиты в пределах черносланцевых толщ Чукотки многократно метаморфизованы как в доаккреционный этап, так и в синаккреционный плутоногенный и в постаккреционный этапы развития рудных районов. Мы относим к углеродистым метасоматитам образования в черносланцевых толщах с аномальными, но весьма неравномерными содержаниями $C_{орг.}$ (1,44–0,08% на Майском месторождении); обычно они тонко пири-

тизированы и характеризуются развитием некоторых количеств необычных самородных элементов (Pb, Zn, Al, Pt и др.). Размеры основной массы сульфидных зерен – от 1–2 мм до десятых и сотых долей мм; размеры включений самородных элементов в этих сульфидах – 0,3–0,01 мкм. Содержание золотоносных сульфидов в майских рудах при микроскопическом изучении оценивалось в пределах 1–2%, но данные технологического опробования внесли существенные коррективы, определив эти содержания в 5–8%. Трудности изучения этих в разной степени сульфидизированных и науглероженных толщ связаны также с тем, что они, как правило, изменены гидротермальными растворами различной природы. При этом в зонах контактового и гидротермального метаморфизма происходит локальное перераспределение углеродистого вещества при общем его выносе; отмечается также заметное укрупнение (переотложение) зерен арсенопирита и пирита, очищенных от элементов-примесей.

Рассмотрим взаимоотношение зон сульфидизации с рудными месторождениями рассматриваемого района. Зона сульфидизации прослежена здесь до глубины 1500 метров. При минералогическом изучении золото-сульфидных вкрапленных и жильных руд Майского месторождения выявлены различные по масштабам проявления минералого-геохимических ассоциаций всех других, ранее упомянутых месторождений, в рудах которых, в свою очередь, отмечена повышенная золотоносность. В частности, в рудах Майского золото-сульфидного месторождения, кроме подавляющего количества вкрапленных руд с тонкорассеянным высокозолотоносным арсенопиритом и пиритом, отмечены кварц-молибденитовая, касситерит-арсенопиритовая, золото-сульфидная, халькопирит-галенит-сфалеритовая, серебро-сульфосольно-сульфидная, кварц-антимонитовая и самородномышьяковая ассоциации. Роль этих ассоциаций в рудах незначительна. Однако они хорошо отражают состав руд других месторождений района. С другой стороны, на Промежуточном эпитермальном золото-серебряном месторождении отмечены участки вкрапленных золото-сульфидных руд майского типа.

В связи с этим золото-сульфидные месторождения отнесены нами к базовой рудной формации [14]. Естественно, тонкорассеянное рудное вещество в углеродистых метасоматитах представляет собой самый благоприятный материал для мобилизации и концентрации в горячих растворах и глубинном или магматическом флюиде.

Учитывая независимое структурное положение зон сульфидизации, отсутствие вертикальной рудной зональности в пределах вкрапленных руд и достаточно хорошо выраженную моно- и полиасцендентную зональность жильных образований, нет оснований связывать природу вкрапленных руд только с син- и постаккреционными интрузиями. Вместе с тем, сочетание приразломной сульфидизации с элементами стратиформной, а также неизменный состав вкрапленных руд до изученных глубин представляются важными аргументами в пользу сингенетичной золотоносности триасовых черносланцевых толщ в зонах долгоживущих субмеридиональных разломов, оперяющих Императорский трансформный линеамент.

Принято считать, что индикатором металлоносности интрузивов, является их общая щелочность и калинатровое отношение. Это подтверждается в рассматриваемом районе оловоносностью аляскитового и молибден-меденосностью монцонитоидного интрузивов. Однако интрузивы аналогичного состава за пределами рудных районов обычно нерудоносны. Следовательно, рудоносность интрузий реализуется только в пределах зон тонкорассеянной рудной минерализации (в данном случае, сульфидизации) в углеродистых метасоматитах. Более того, ранее нами было показано, что в одной и той же геологической среде, в пределах черносланцевых толщ верхоянского комплекса, в гидротермальных системах с устойчивыми средне-низкотемпратурными условиями формируются золотые, сурьмяные и ртутные месторождения, а в условиях резко реювенированных средне-высокотемпературных гидротермальных систем развивается олово-серебро-порфировое и существенно серебряное оруденение [16]. Есть основания думать, что зоны углеродистых метасоматитов с тонкорассеянной минерализацией (сульфидизацией) оказывали определенное влияние на состав и рудоносность гранитоидных интрузивов, в которых рудные акцессории нередко близки по составу тонкорассеянным минералам в черносланцевых толщах.

Отсутствие каких-либо признаков рудной (гидротермальной) зональности во вкрапленных рудах до изученных глубин (более 1500 м) в пределах крупных месторождений в черносланцевых толщах представляется важным доказательством негидротермального происхождения металлоносности углеродистых метасоматитов. Однако моно- и полиасцендентная зональность хорошо проявлена на этом же интервале в жильных образованиях, отчетливо наложенных на вкрапленные руды. На Майском месторождении отмечается четкая зависимость содержания золота и серебра в поздних кварц-антимонитовых жилах от содержания этих металлов в зонах вкрапленных руд [12].

На большеобъемных месторождениях объем вкрапленных (прожилково-вкрапленных) руд преобладает. По аналогии с гидротермально-осадочными месторождениями можно предположить, что доак-

креционная золотоносность преимущественно золото-пиритовая. Эта золотоносность не имеет существенного промышленного значения на синаккреционных жильных месторождениях. Вполне возможно, что эта вкрапленность в пределах полихронных месторождений была регенерирована и переотложена в золото-кварцевых жилах уже совместно арсенопирит-пиритовыми и пирит-сфалерит-галенитовыми парагенезисами. Учитывая, что толщи глинистых (углеродистых) сланцев обычно обогащены мышьяком [9], появление большого количества арсенопирита в синаккреционных метаморфогенно-гидротермальных жильных рудах представляется вполне закономерным. Вместе с тем, как показывает большой опыт исследований околожильных изменений вмещающих пород, золото-кварцевые жилы обычно сопровождаются незначительной (2–3 см) призальбандовой сульфидизацией. И, следовательно, основная часть метасоматических руд с мелкой и тонкой вкрапленностью золотоносных арсенопирита и пирита связана в большинстве случаев с постаккреционной активизацией в ранне- и позднемеловые этапы формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти руды нередко представляют «корневую систему» (нижний ярус оруденения) эпитермальных золото-серебряных жил [13, 15].

Золото-серебряные месторождения, как показали наши исследования [16], развивались унаследованно начиная от до- и синаккреционных металлогенических эпох, когда шла подготовка среды и накопление необходимого спектра элементов, до апт-палеоценового этапа, завершающего формирование Охотско-Чукотского пояса. При этом вклад постаккреционной минерализации в полихронные месторождения значителен, если не определяющ. Жильные эпитермальные золото-серебряные месторождения представляются несомненным указателем особенностей размещения полихронных золотых и золотосодержащих олово-серебряных, медно (молибден)-порфировых и других комплексных руд жильно-вкрапленного типа.

## ВЫВОДЫ

1. На периферии северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выявлен уникальный рудный район, в котором развиты крупные золотые, оловянные и ртутные месторождения, а также многочисленные золото-серебряные, сурьмяные, медно-молибден-порфировые, золото-редкометалльные и ураноносно-сульфидные рудопроявления.

2. Месторождения рудного района сформировались в тесной связи с альб-сеноманским вулкано-плутоническим постаккреционным комплексом; в размещении рудных месторождений определяющая роль принадлежит интрузивно-купольным структурам.

3. Рудные узлы района сформированы в результате пространственного совмещения разновозрастных, многоэтапных и одноэтапных месторождений, образовавшихся на различных глубинах в рудоносных интрузивно-купольных структурах.

4. По мере удаления от границы вулканогенного пояса в районе устанавливается отчетливая латеральная зональность оруденения, которая, вероятно, соответствует уровню эрозии интрузивно-купольных структур и глубине становления интрузий, выражающаяся в смене золото-серебряного и золото-редкометалльного оруденения на золото-кварцевое, вкрапленное золото-сульфидное и касситерит-сульфидное оруденение. В Кукенейской интрузивно-купольной структуре сателлитного типа (Майский рудный узел) отмечается аналогичная зональность: по мере приближения к интрузиву и удаления от границы вулканогенного пояса (с юго-запада на северо-восток) зона эпитермального золото-серебряного оруденения сменяется зоной золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости от массива располагаются касситерит-сульфидные месторождения.

5. Зоны дисперсной сульфидизации имеют региональное развитие в районе и представляют, по-видимому, важнейший источник рудного вещества при образовании эндогенных месторождений. Природа зон недостаточно ясна, но, по-видимому, полихронна и отчетливо предшествует жильным рудам. Фрагменты зон с аномальными содержаниями золота представлены большеобъемными золоторудными месторождениями типа Майского, где они изучены лишь в пределах весьма условных границ рудных полей. Вместе с тем, к этим зонам приурочены жильные около- и внутриинтрузивные золото-кварцевые, олово-серебро- и медно-молибден-порфировые, полиметаллические, золото-серебряные, сурьмяные и ртутные месторождения. Тесная парагенетическая связь жильных месторождений с этими более ранними зонами углеродистых метасоматитов и сульфидизации представляется очевидной.

6. Золото-сульфидные вкрапленные руды представляются базовыми по отношению к более поздним жильным месторождениям района. Это подтверждается не только их пространственно-временными связями, но и элементами минералого-геохимического родства: минеральные ассоциации различных жильных месторождений фрагментарно или полностью отражены в минералого-геохимических ассоциациях золото-сульфидных вкрапленных руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 00-05-65225.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ, 1994. 75 с.
2. Ващилов Ю.Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963. № 4. С. 64–72.
3. Гельман М.Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке // Изв. АН СССР. 1963. № 12. С. 41–58.
4. Гончаров В.И. Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное. Магадан, 2000. 230 с.
5. Горячев Н.А., Чарч С.Е., Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцово-изотопных отношениях золоторудных месторождений Северо-Востока России и Аляски // Золотое оруденение и грнитоидный магматизм Северной пацифики. Магадан, 1997. С. 165–168.
6. Дагис А. С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 244 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 447).
7. Загрузина В.Н. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
8. Изотопы свинца и вопросы рудогенеза. Л.: Недра, 1988. (Т. ВСЕГЕИ; Т. 342) Гл. 12; Заключение; Приложение. С. 167–237.
9. Ониси Х., Санделл Э.Б. Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 435–492.
10. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
11. Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978. 368 с.
12. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Дорофеев Д.А, Волков А.В. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 941–944.
13. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. О связи месторождений золотоносных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением // Докл. АН СССР. 1981. Т.261, № 6. С. 1398–1401.
14. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций: (Сев. часть Тихоокеан. подвиж. пояса). Магадан, 1987. 85 с.
15. Сидоров А.А., Волков А.В. Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // Докл. АН СССР. 1998. Т. 362, № 4. С. 533–537.
16. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: ДВО РАН, 1998. 246 с.
17. Тильман С.М., Натапов Л.М., Парфенов Л.М. Аккреционная тектоника и металлогения Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988.
18. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. N 48. P. 43–55.
19. Daly R.A. Igneous rocks and the depths of the Earth. Hafner, New York, 1933. 598 p.
20. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuel. London, 1909. 384 p.
21. Oumoto H & Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon// Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Viley, 1979. P. 509–567.


*Поступила в редакцию 28 февраля 2001 г.* *Рекомендована к печати В.Г.Моисеенко*

***A.A. Sidorov, A.V. Volkov***

## Unique ore district of Chukotka (Northeastern Russia)

The unique character of the ore district of Chukotka is characterised. The final stage of mineralization in the area is connected with the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. The features of magmatism and ore formation of deposits, most representative of the Maiskiy ore cluster in the area, are considered. Mineralization of the ore cluster depends on metallogeny of structures of the base of the belt. The features of overlapping and mutual relations between gold-disseminated and veined ores are investigated. The pattern of formation of the largest ore deposits of the area is developed.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 19-30*

УДК 553.078(571.62)

# УРАНОНОСНОСТЬ ЮЖНО-СИНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)

***М.В. Горошко, Н.К. Чеканцев***

*Таежное государственное федеральное унитарное предприятие МПР России, г. Хабаровск*

На основе анализа новых геологических материалов в юго-восточной части Ханкайского срединного массива выделена Южно-Синегорская впадина длительного (более 1 млрд лет) развития. Впадина контролирует флюорит-редкометалльные месторождения Вознесенского и мелкие урановые месторождения Синегорского рудных районов. Дана общая характеристика ураноносности впадины, урановое оруденение в которой проявилось в несколько циклов. Приводится формационное расчленение разновозрастной урановой минерализации. Выделены две урановорудные формации: 1) урановая в эйситах и 2) молибден-урановая в аргиллизитах (гидрослюдитах) в связи с заключительными этапами позднепалеозойского магматизма. Обсуждаются вопросы эрозионного среза рудоносных структур, влияние пострудных магматизма и разрывной тектоники на сохранность оруденения. Даны рекомендации по дальнейшей оценке ураноносности впадины. Высказано мнение о существовании ураноносных структур подобного типа в северной части Ханкайского и юго-западной части Буреинского массивов.

***Ключевые слова:*** **эйситы, аргиллиты, урановая минерализация, Южно-Синегорская впадина, Ханкайский массив.**

## ВВЕДЕНИЕ

Длительно развивающиеся впадины и прогибы, заложенные в докембрии на гранито-гнейсовом основании щитов и срединных массивов, во многих случаях ураноносны. К ним приурочены крупные урановорудные районы, являющиеся объектами промышленной эксплуатации. В качестве примера можно привести Катангскую тафросинеклизу на севере Южно-Африканского щита, Тепла-Баррандинский прогиб на Чешском срединном массиве, бассейн Атабаска на севере Канадского щита и др. [7,9]. Выделение и изучение ураноносности таких структур на территории России имеет большое практическое значение. В качестве такой ураноносной структуры в южной части Дальнего Востока России рассматривается Южно-Синегорская впадина площадью около 9 тыс. км$^2$, расположенная в юго-восточной части Ханкайского срединного массива, в бассейне рек Илистая, Арсеньевка и Кулешовка (рисунок).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВПАДИНЫ

Южно-Синегорская впадина как единая, длительно развивавшаяся структура с присущими ей индивидуальными чертами геологического строения, магматизма и металлогении предыдущими исследователями не рассматривалась. И. И. Берсеневым [2] на месте впадины выделялись несколько структурных элементов: Спасская и Вознесенская подзоны собственно Ханкайского массива и Синегорская подзона Даубихинской синклинальной зоны позднемезозойской складчатости.

В более поздней работе Л. Ф. Назаренко и В. А. Бажанова [9] на месте Южно-Синегорской впадины выделены Спасская, Вознесенская и Синегорско-Черниговская структурно-формационные зоны Ханкайского срединного массива, сложенные рифейскими, ранне- и позднепалеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Какой-либо резкой обособленности в развитии этих зон не усматривается. Кембрийские образования прохоровской и дмитриевской свит наблюдаются как в Спасской, так и в Синегорско-Черниговской зонах, позднекембрийские и раннедевонские вулканиты выделены в Вознесенской и Синегорско-Черниговской структурно-формационных зонах и т. д.

Все это свидетельствует о том, что упомянутые выше структурно-формационные зоны являются отдельными звеньями единой структуры – Южно-Синегорской впадины, заложенной на архей-раннепротерозойском гранитогнейсовом субстрате в узле пересечения глубинных трансблоковых разломов северо-западного, широтного, северо-восточного и субмеридионального простирания: Вассиановского, Дмитриевского, Илистого, Синегорского и др. Длительная тектоно-магматическая активность впадины может быть объяснена ее развитием над так называ-

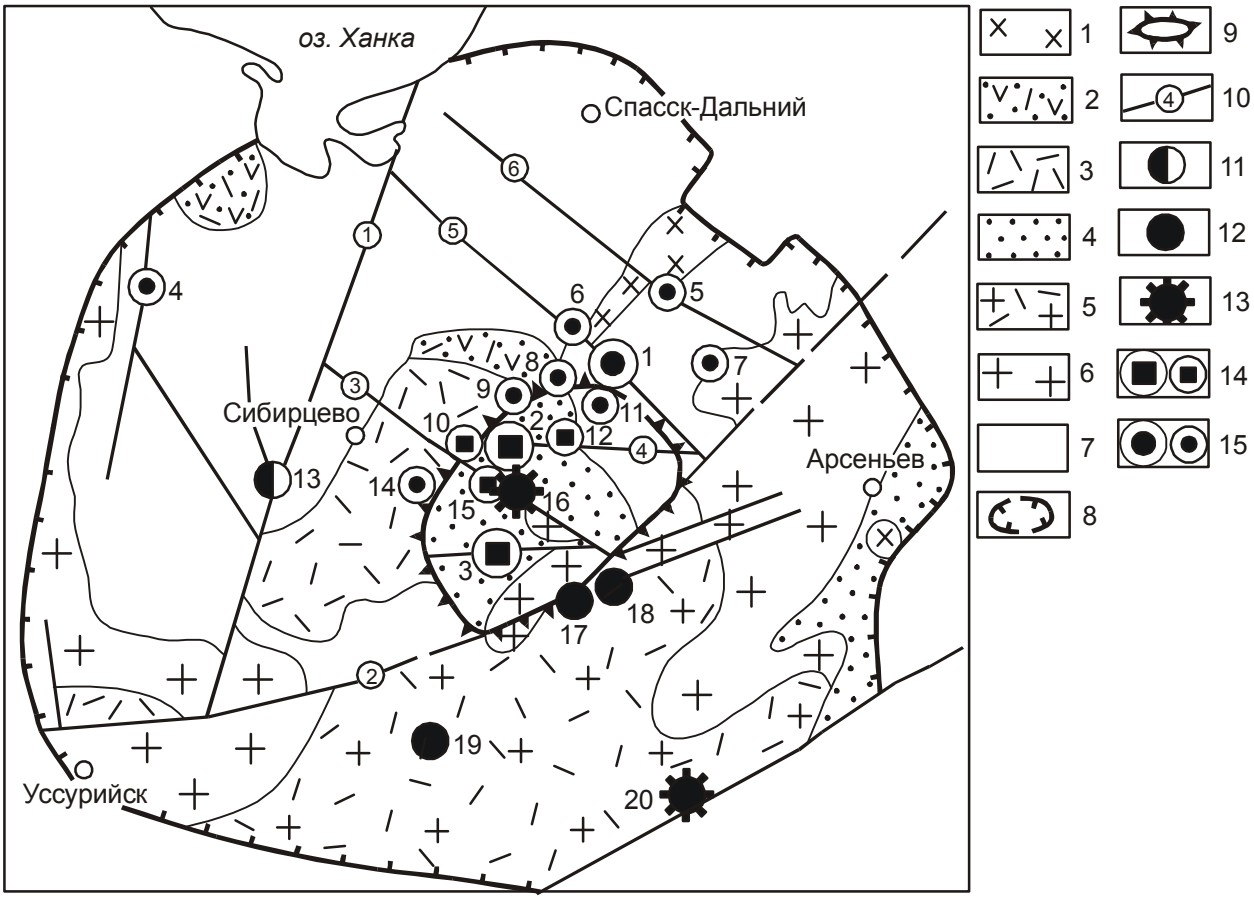



Рис. Схема геологического строения Южно-Синегорской впадины с данными по ураноносности, м-б 1: 1 000 000.

1 – раннемеловые гранитоиды; 2 – верхнепермские вулканогенные отложения кислого и смешанного составов; 3 – нижне-среднекарбоновые вулканогенные образования кислого состава; 4 – средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования; 5 – нижнедевонские вулканиты кислого состава; 6 – силур-девонские граниты; 7 – породы рифея-силура; 8 – контур Южно-Синегорской впадины; 9 – границы Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия; 10 – главнейшие разломы: 1 – Лефинский, 2 – Потеринский, 3 – Сандугангский, 4 – Мало-Вассиановский, 5 – Меркушевский, 6 – Калиновский; 11–15 – проявления эндогенной урановой минерализации: 11 – урановые в березитах среди позднекембрийских гранитов "вознесенского" комплекса, 12 – урановые в кварц-серицитовых метасоматитах в нижнедевонских вулканитах, 13 – уран-торий-редкоземельные в апогранитах в связи с ранне-среднекарбоновым гранитоидным магматизмом, 14 – урановые в альбитизированных породах (эйситах) в экзоконтактах и надинтрузивной зоне ранне-среднекарбоновых высокорадиоактивных гранитов, 15 – молибден-урановые в березитах и гидрослюдитах зон разломов среди вулканогенно-осадочных и осадочных образований кембрия-девона. Месторождения : 1 – Синегорское, 2 – Феникс, 3 – Липовское; рудопроявления: 4 – Благодатное, 5 – Лысогорское, 6 – Дубовое, 7 – Даубихезское, 8 – Междуречное, 9 – Каменное, 10 – Смольное, 11 – Ирис, 12 – Орлиное, 13 – Чапаевское, 14 – Снегуровское, 15 – Сатурн, 16 – Вассиановское, 17 – г. Черной, 18 – Осевое, 19 – Блуждающее, 20 – Поперечное.

емой «горячей» точкой (ареалом длительного функционирования разноглубинных магматических очагов и интенсивной магматической деятельности в плутонической и вулканической формах).

Западная граница впадины проводится по серии меридиональных разломов в восточной части Гродековского плутона, на северо-западе и севере рифейские образования впадины непосредственно залегают на раннепротерозойских гнейсах Нахимовского гранитогнейсового купола, а на юго-востоке и юге они частично перекрыты пермскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями Малиновского и Южно-Приморского прогибов.

Начало формирования Южно-Синегорской впадины следует относить к рифею, так как рифейские образования структурно обособляются от архейских и раннепротерозойских метаморфических комплексов, выполняя наложенные на последние отрицательные структуры (синклинории, по И. И. Берсеневу).

В начальные этапы своего развития (ранний рифей) впадина испытывала довольно быстрое погружение, о чем свидетельствует наличие песчани-

ков, реже гравелитов в составе спасской свиты, залегающей в основании рифея. Магматическая деятельность вдоль разломов проявилась в формировании интрузий порфироидов удлиненной формы, установленных М. А. Мишкиным (ДВГИ ДВО) среди образований протерозоя в р-не г. Спасска. В течение рифея-раннего кембрия во впадине накапливались терригенные (часто углеродсодержащие), карбонатные и кремнистые отложения общей мощностью свыше 6000 м.

Наличие в разрезах верхнего протерозоя водорослевых, а в разрезах кембрия – водорослевых и археоциатовых известняков указывает на мелководность моря и теплый климат. Присутствие грубообломочных пород свидетельствует о временных регрессиях и внутриформационных размывах.

Рифей-раннекембрийские отложения характеризуются высоким содержанием углерода и битуминозностью. Графитсодержащие пачки и прослои установлены в спасской, митрофановской, лузановской и новоярославской свитах, битуминозные известняки выявлены в кембрийских отложениях волкушинской и прохоровской свит.

В среднем кембрии борта впадины были приподняты, а в ее центральной части накапливались продукты размыва только рифей-кембрийских толщ, что еще раз подчеркивает автономность развития и изолированность Южно-Синегорской впадины.

Между формированием нижнего и среднего кембрия существовал перерыв. В перерыве вдоль глубинных разломов северо-западного простирания внедрялись пластовые, линзовидные тела и дайки ультраосновного и основного составов (перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро). Они прорывают известняки дмитриевской свиты нижнего кембрия и перекрываются известковистыми конгломератами ранне-среднекембрийского возраста. В скважинах, вскрывших тела ультраосновного состава под конгломератами в р-не с. Меркушевки, в последних наблюдается многочисленная галька пироксенитов, аналогичных залегающим в подстилающих конгломераты известняках [2]. К зоне разлома, контролирующего интрузии ультраосновного и основного составов, тяготеет Дмитриевское тальк-магнезитовое месторождение, проявления никеля, асбеста и других полезных ископаемых.

Отложения нижнего-среднего кембрия существенно терригенные, грубообломочные (меркушевская и медвежинская свиты). Сложены они преимущественно известковистыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Мощность отложений 1300–1400 м.

В позднем кембрии в западной (Вознесенской) и южной (Синегорско-Черниговской) зонах впадины сформировалась толща риолитов, трахириолитов, лавобрекчий риолитов мощностью около 400 м. Вулканическая деятельность завершилась внедрением гранитоидов «вознесенского» комплекса.

Граниты встречаются только на площадях распространения нижнекембрийских образований. Их тела обладают небольшими размерами и приурочены к разломам северо-западного простирания. Преобладают биотитовые среднезернистые граниты, встречаются протолитионитовые разности, аляскиты, турмалинсодержащие граниты.

Характерной чертой «вознесенских» гранитов является широкое развитие в связи с ними интенсивных процессов грейзенизации как по самим гранитам, так и по вмещающим породам. Грейзенизация сопровождалась привносом больших количеств фтора, бора, воды, а также лития, бериллия, ниобия, тантала, олова, вольфрама и некоторых других элементов.

В отдельных интрузиях (Кировский массив) широко проявлены процессы натрового метасоматоза, особенно ярко выраженные в апикальных частях интрузивных тел. Процессы метасоматического преобразования гранитов проходили в две стадии. На первой стадии альбитизация и грейзенизация носили площадной характер, они захватывали не только всю апикальную часть массива, но и проявлены в глубоких частях интрузий.

Альбитизация и грейзенизация второго этапа проявлены только в центральной, наиболее тектонически нарушенной части массива с образованием апогранитных танталоносных альбититов.

Структура рифейских и кембрийских отложений отличается значительной сложностью: узкие линейные складки, иногда опрокинутые, субмеридионального и северо-западного простирания, осложненные надвигами и сбросами, углы падения крыльев от 40–60° до 70–85°, породы часто интенсивно рассланцованы и кливажированы.

В ордовике-силуре осадконакопление возобновилось на юго-востоке Южно-Синегорской впадины. Ордовик-силурийские отложения впадины представлены пестроцветными отложениями даубихезской и реттиховской свит, сформированных в изолированном прогибе в условиях аридизации климата. Они с размывом залегают на нижне-среднекембрийских отложениях и несогласно перекрываются среднедевонскими образованиями, составляя единую трансгрессивную серию [8].

Даубихезская свита сложена грубообломочными молассоидными отложениями мощностью более 3500 м, а реттиховская – алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками с линзами известняков, кремнисто-глинистых сланцев и мергелей мощностью до 2500 м. Для реттиховской свиты характерно широкое развитие косослоистых образований, выдержанность слоев по простиранию.

В силуре–раннем девоне, в результате внедрения гранитных батолитов и общего поднятия территории Ханкайского массива, осадконакопление в Южно-Синегорской впадине прекратилось. Силур-девонские (шмаковские, гродековские) гранитоиды окаймляют Южно-Синегорскую впадину с юга, востока и запада. Они представлены двумя фазами. К первой несколько условно отнесена серия щелочных и основных пород, ко второй – гранитоиды. Породы ранней фазы представлены однородными по составу интрузивными телами габбро, диоритов и диорит-монцонитов, известными в Вознесенском районе. В составе пород второй фазы преобладают различные гранитоиды (граниты, гранодиориты, адамеллиты), относящиеся к формации гранитных батолитов. В гранитах присутствуют многочисленные ксенолиты гнейсов и кристаллических сланцев архея и протерозоя.

Девон–карбон – время наивысшей активизации тектонических и магматических процессов в Южно-Синегорской впадине с широким проявлением мантийно-корового магматизма. Позднепалеозойскими магматитами сформирована Сандуганская вулкано-интрузивная система, в пределах которой длительное время существовала глубинная очаговая структура.

По данным Л. А. Изосова [6], спектр геодинамических условий образования позднепалеозойских магматитов весьма широк, что объясняется высокой тектонической подвижностью впадины, частым глубоким проникновением разломов в мантию, одновременным функционированием коровых и мантийных очагов.

В конце раннего девона в южной части Южно-Синегорской впадины сформировалась толща риолитов и их туфов мощностью около 2000 м. Раннедевонские вулканогенные образования слагают ряд вулкано-тектонических депрессий (Потеринская, Лысогорская, Тигровая) и кальдер проседания (Верхне-Артемовская). Площадь вулканоструктур составляет от первых десятков до 540 км$^2$. Они выполнены преимущественно туфами и игнимбритами кислого состава, редко – туфопесчаниками, туффитами, диабазами и спилитами, тяготеющими к нижней части разреза вулканогенного чехла. Мощность отложений от 600 до 2200 м. Субвулканические девонские интрузии представлены габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диорит-порфирами, гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами (Кленовский массив), риолитами и риодацитами, имеющими рвущие и тектонические контакты с кислыми эффузивами.

После некоторого перерыва, в средне-позднем девоне в южной и центральной частях Южно-Синегорской впадины формировались туфогенно-осадочные отложения люторгской и вассиановской свит мощностью до 1600 м.

В позднем девоне на локальных участках формировались образования лунзенской свиты мощностью до 790 м. Отложения свиты согласно залегают на вассиановских песчаниках. Они представлены преимущественно лавами щелочных базальтоидов, трахибазальтов, трахиандезитов, красноцветными песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами. Для вулканитов характерны высокие (до 7 %) содержания окиси калия [8].

В карбоне в Южно-Синегорской впадине шло формирование вулканитов светлояровской толщи, слагающей ряд вулкано-тектонических депрессий. Наиболее обосновано выделение Грибнинской и Монастырской вулканоструктур.

В заключительную стадию девон-карбонового магматизма в пределах Сандуганской вулкано-интрузивной системы внедрялись интрузивные тела пестрого (от кислого до основного) состава. Абсолютный возраст интрузий древнее 280 млн лет [8]. В центральной части Сандуганской системы ими сформировано Куйбышевское интрузивно-купольное поднятие, насыщенное интрузивными телами от основного до ультракислого состава (рисунок). Поднятие можно рассматривать как интрузивно-купольную структуру с не вскрытым эрозией гнейсовым ядром. Купольный характер структуры подчеркивается кольцевым расположением вулканогенных образований, окаймляющих выходы осадочных пород. Гравиразведкой и буровыми работами устанавливается слабый эрозионный срез интрузивных тел, а часть интрузий по обрамлению Куйбышевского поднятия являются вообще слепыми и вскрываются только буровыми скважинами. Так, Куйбышевский массив лейкогранитов, часть которого обнажается на современной дневной поверхности в виде небольших по площади интрузивных тел, по данным гравиразведки имеет площадь свыше 250 км$^2$, причем крутыми являются восточный и южный контакты Куйбышевского массива, а пологими – северный и западный.

Кроме интрузивных тел ранне-среднекарбонового возраста, в пределах поднятия, в осадочных породах ордовика–девона фиксируются корневые части субвулканических тел липаритов, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, диабазов и габбро более ранних интрузивно-вулканогенных комплексов.

Куйбышевские граниты подвержены объемным автометасоматическим и постмагматическим изменениям.

Внедрение гранитов сопровождалось ореолом контактовых изменений в осадочно-терригенных отложениях. По составу эпигенетических минералов

ореол контактового метаморфизма относится к пропилитоидному типу. В зоне метаморфизма образуются линейно вытянутые тела гранат-пироксеновых скарнов инфильтрационного типа.

С постмагматической деятельностью в экзоконтактах интрузий в пределах Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия связывается формирование пропилитов, вторичных кварцитов и грейзенов. Особенно широко развиты метасоматиты типа вторичных кварцитов по кислым экструзивно-субвулканическим образованиям в результате наложения на них процессов приконтактового кислотного выщелачивания.

Поднятие разбито густой сетью разломов широтной, меридиональной, северо-западной и северо-восточной ориентировки, наиболее крупным из которых является Липовской разлом широтного направления, прослеженный в физических полях и картировочным бурением на 5 км. Густая сеть разломов создает сложную мелкоблоковую тектонику купольной структуры, усложнение складчатости, изгибы слоев по простиранию. Вдоль разломов широко проявлены процессы гидротермально-метасоматических изменений (альбитизация, серицитизация) и эндогенная минерализация.

Аналогичное интрузивно-купольное поднятие с интрузией «раковских» гранитов в центре намечается в бассейне р. Раковки.

Карбоновые отложения Южно-Синегорской впадины фрагментарно перекрываются пермскими вулканогенно-осадочными отложениями небольшой мощности, известными в бассейнах р. р. Черниговки, Синегорки, Илистой и других районах.

В раннему мелу вдоль северо-восточного Синегорского разлома внедрилась так называемая Синегорская гранодиоритовая интрузия татибинского интрузивного комплекса и сформировалось интрузивно-сводовое поднятие хребта Синего. Кровля интрузии постепенно погружается в юго-западном направлении, в связи с чем ширина выхода интрузии в этом направлении постепенно сужается вплоть до полного выклинивания.

В мезозое-кайнозое палеозойские образования Южно-Синегорской впадины, в пределах поднятия, подверглись интенсивной эрозии, что способствовало выводу на дневную поверхность многочисленных урановорудных зон и, в силу лучшей обнаженности хребта Синего, их обнаружению наземными поисками, в связи с чем у первых исследователей района создалось впечатление о контроле урановой минерализации Синегорским разломом.

Таким образом, Южно-Синегорская впадина резко отличается от окружающих ее блоков Ханкайского массива многими индивидуальными чертами геологического строения. На сравнительно небольшой (около 9 тыс. км$^2$) территории в течение длительного отрезка времени (от рифея до карбона) во впадине проявилось не менее пяти тектоно-магматических циклов. Каждый из циклов начинался с формирования морских осадочных толщ, а заканчивался внедрением интрузий различного состава. После затухания магматической деятельности и формирования сводово-купольных поднятий, завершающих практически каждый цикл, начиналась интенсивная эрозия с уничтожением значительной части надинтрузивных толщ и выводом интрузивных тел на дневную поверхность. Продукты размыва, как правило, отлагались внутри впадины.

Значительная часть разреза рифейских и палеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южно-Синегорской впадины обогащена ураном. Специализированными на уран являются углеродсодержащие сланцы спасской, митрофановской и лузановской свит, битуминозные известняки волкушинской и прохоровской свит (до 7–20 г/т), алевролиты реттиховской и вассиановской свит (4,3–7,2 г/т), породы медвежинской свиты (3,8 г/т), “вознесенские” граниты (8 г/т), кислые эффузивы верхнего кембрия (5,7 г/т) и светлояровской толщи (4,1–7,2 г/т).

Содержание урана в экструзивных фациях кислых эффузивов девона–карбона закономерно увеличивается от более древних к молодым с 5,1 до 9,5 г/т. Наиболее высокие значения содержаний урана установлены в породах заключительных фаз позднепалеозойского магматизма. В частности, в “куйбышевских” гранитах содержание урана составляет, в среднем, 14 г/т при содержании тория 40 г/т. Это свидетельствует о накоплении урана в длительно функционирующем магматическом очаге, который при определенных условиях мог мобилизовываться и стать источником металла в гидротермальных урановых месторождениях.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ И УРАНОНОСНОСТЬ ВПАДИНЫ

В пределах Южно-Синегорской впадины известны Вознесенский редкометалльно-флюоритовый и Синегорский урановорудный районы, связанные соответственно, с ранне- и позднепалеозойской металлогеническими эпохами.

В Вознесенском рудном районе выявлен широкий спектр эндогенной минерализации олова, тантала, ниобия, бериллия, цинка, железа, фтора и др. [3] . В ее распределении прослеживается латеральная зональность, согласно которой каждая металлогеническая зона заключена в изолированном блоке и имеет свою специализацию. Приконтактовая зона специализирована на медь и цинк, Первомайская – на олово, Безымянная – на цинк, Ипполитовская –

железо, Вознесенская – на редкие металлы и флюорит, Ярославская – на олово, Партизанско-Чапаевская – на олово. Оловянная и редкометалльно-флюоритовая минерализация связываются с интрузиями гранитов “вознесенского” комплекса. Выделяются четыре этапа минералообразования: дорудный, раннерудный редкометалльно-флюоритовый, среднерудный сульфидно-касситеритовый, позднерудный существенно сульфидный. Различным этапам соответствуют свои формы связи оруденения с магматизмом: прямая генетическая – для ранних танталоносных грейзенов, парагенетическая – для бериллий-флюоритового и оловянного и “проблематичная” – для сульфидного оруденения. Флюоритовое оруденение локализуется в северо-западных складчатых структурах, контролирующих и сами вознесенские граниты, а оловянное – в поперечных к основному простиранию толщ северо-восточных структурах.

Изучением ураноносности Синегорского района в течение длительного периода занимался коллектив геологов Приморских территориальных геологических организаций и 1-го Главного геологоразведочного управления Министерства геологии СССР. Наиболее значительный вклад в изучение ураноносности внесли геологи Приморского края Бажанов В. А., Изосов Л. А., Олейник Ю. Н., Размахнина Э. М., Старов О. Г., Шлейфер Л. М.; геологи 1-го ГГРУ: Бражников А. С., Брезгунов Н. И., Горошко М. В., Евстрахин В. А., Кириллов Е. А. , Лукаш В. Т., Чеканцев Н. К. и др. В работах этих геологов освещены многие вопросы геологического строения и ураноносности района, они изложены в многочисленных геологических отчетах и опубликованных материалах.

Эндогенное урановое оруденение Синегорского района носит полихронный характер и связано с различными этапами геологического развития Южно-Синегорской впадины.

Наличие доордовик-силурийского этапа в районе доказывается обнаружением Э.М. Размахниной (ПГО “Приморгеология”) на Даубихезском урановом рудопроявлении гальки оруденелых кремнистых пород с настураном в конгломератах ордовик-силурийской даубихезской свиты.

Галька альбитизированных диоритовых порфиритов с настураном, молибденитом и пиритом выявлена нами в базальном горизонте туфоконгломератов нижне-среднекарбоновой светлояровской толщи в междуречье Сидзинеевка-Черниговка, а зерна кластического уранинита – в песчаниках средне-верхнедевонской вассиановской свиты на правом берегу р. Речушки.

Поисковыми работами в районе обнаружено 3 мелких урановых месторождения и многочисленные урановые рудопроявления гидротермального генезиса, среди которых по связи с определенными геологическими формациями, характеру околорудных гидротермально-метасоматических изменений и минералого-геохимическим особенностям руд можно выделить пять наиболее часто встречающихся формационных типов:

1 – урановый в связи с березитовыми метасоматитами в высокорадиоактивных гранитах позднекембрийского “вознесенского” интрузивного комплекса;

2 – уран-торий-редкометалльный в зонах высокотемпературного щелочного метасоматоза по типу апогранитов в позднепалеозойских интрузиях;

3 – урановый в кварц-серицитовых метасоматитах (березитах) в раннедевонских вулканитах Потеринской вулканогенной зоны;

4 – урановый в альбитизированных породах в надинтрузивной зоне и экзоконтактах высокорадиоактивных гранитов ранне-среднекарбонового возраста Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия;

5 – молибден-урановый в кварц-серицитовых и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитах среди осадочных и эффузивно-осадочных образований впадины.

Перечисленные формационные типы уранового оруденения, естественно, не охватывают всю гамму обнаруженных в районе урановых проявлений. Уран-ториевые и урановые аномалии и проявления выявлены во вторичных кварцитах (участок Овражный), пропилитах (участок Порфиритовый и зона 3-я Ленинградская Снегуровского рудного поля), грейзенах и скарнах в связи с позднекембрийским и ранне-среднекарбоновым интрузивными комплексами. Масштабы проявлений крайне незначительны.

Наиболее типичным представителем первого формационного типа является рудопроявление Чапаевское. Рудопроявление расположено в восточной части Вознесенского антиклинория, пространственно совпадая с одноименным олово-вольфрам-бериллиевым месторождением, представленным грейзеновыми зонами с касситеритом и кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом и бериллом в северной части небольшого массива «вознесенских» гранитов, приуроченного к антиклинальной складке северо-западного простирания.

Граниты секутся серией даек диабазовых порфиритов. Простирание их преимущественно северо-западное, согласное с общим простиранием основных структур. Протяженность даек от 50 до 500 м, мощность до 10 м. Вблизи поверхности до глубины 100 м дайки осветлены и представлены глиноподобным материалом, состоящим, в основном, из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза.

В глинизированных дайках развивается вторичная урановая минерализация.

Первичная урановая минерализация локализуется в коротких сколовых трещинах северо-западного простирания в экзоконтактах даек и представлена мелкими почковидными образованиями коффинита и настурана (уранинита?) в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гематитом и низкотемпературным кварцем. Околорудные изменения выражены в окварцевании и серицитизации пород на мощность в первые метры. Протяженность обогащенных ураном зон не превышает 10 м при средней мощности около 0,5 м. Содержание урана в зонах составляет 0,01–0,03% и лишь в отдельных случаях достигает 0,05%. По падению оруденение прослежено до глубины 280 м.

Проявления второго формационного типа выявлены в альбитизированных ранне-среднекарбоновых (куйбышевских) гранитах в верховьях р. Речушки и в субвулканических телах трахилипаритов и граносиенит-порфиров, прорывающих нижнедевонские эффузивы в верховьях р.Арсеньевки (рудопроявление Вассиановское, месторождение Поперечное).

Зоны альбитизации в гранитах приурочены к апикальным частям массивов, к тектоническим нарушениям и узлам их пересечения. Длина рудных тел не превышает первых десятков метров при мощности от нескольких сантиметров до первых метров. Основными рудными минералами являются цирголит, торогуммит, колумбит, вольфрамит, касситерит и фергюссонит. Тантало-ниобаты характеризуются повышенными содержаниями урана и тория.

В субвулканических телах трахилипаритов на месторождении редкометалльных руд Поперечном щелочные метасоматиты развиты наиболее интенсивно. Они выражаются в широком развитии новообразованных щелочных минералов: калишпата, альбита, рибекита, эгирина. По составу метасоматиты близки к редкометалльным апогранитам. В них развиваются циркон, колумбит, хризоберилл, биотит, а также минералы титана – ниобиевый ильменорутил, анатаз, сфен. Метасоматиты характеризуются высокой (до 400 мкР/ч) радиоактивностью ториевой и уран-ториевой природы. Самостоятельных радиоактивных минералов не установлено. Выявлено две зоны редкометалльного оруденения: Сиенитовая и Восточная. Протяженность зоны Сиенитовой – 1000 м при мощности от 2 до 115 м. Зона Восточная прослежена на 500 м при мощности 0,3–36,5 м. Радиоактивность зон связана прямой корреляционной зависимостью с содержаниями ниобия, тантала, бериллия, циркония и иттрия. Содержания урана достигают первых сотых процента, тория – десятых долей процента.

Рудопроявления урана третьего типа локализуются в нижнедевонских кислых вулканитах в зоне северо-восточного Потеринского и других глубинных разломов. К ним относятся многочисленные проявления Кленовско-Отрадненского рудного узла, рудопроявления Осевое, г.Черной, аномалии № 3 и др.

Околорудные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми ассоциациями. Во внутренних зонах метасоматической колонки характерно сонахождение кварца с серицитом и пиритом. Урановое оруденение часто локализуется в мощных (от первых метров до десятков метров) зонах брекчирования и интенсивной трещиноватости. Урановая минерализация представлена как первичными окислами (настураном и уранинитом), так и силикатами урана. Урановое оруденение чаще всего встречается в виде мелких гнезд размером до 0,9–1,5 м в поперечнике. Максимальные содержания урана достигают 0,084 % на мощность 0,5 м. Урановое оруденение сопровождается повышенными содержаниями молибдена, свинца, мышьяка и серебра. Кроме урановых минералов в рудах присутствуют апатит, флюорит, циркон, пирротин, арсенопирит и молибденит. Возраст уранового оруденения, по разным оценкам, колеблется от 340 до 370 млн лет.

В экзоконтактах Кленовской и Ивановской субвулканических интрузий с абсолютным возрастом 374–293 млн лет, по данным О. Г. Старова, контактовый метаморфизм, выраженный в ороговиковании и биотитизации кислых эффузивов, развитии метасоматитов биотит-альбитового, актинолит-кварцевого и актинолит-карбонат-кварцевого составов с гранатом и магнетитом, отчетливо накладывается на рудоносные зоны и околорудные изменения урановых рудопроявлений Блуждающий, Верный и др.

В связи с постинтрузивными биотит-альбитовыми метасоматитами наблюдается перераспределение (регенерация) уранового оруденения. В морфологическом отношении регенерированное урановое оруденение представлено мелкими гнездами и линзами до 0,3–1,5 м в поперечнике. Площади развития мелкогнездового оруденения не превышают 80 м по простиранию и 5 м по мощности. Первичная урановая минерализация представлена браннеритом и уранинитом в ассоциации с арсенопиритом и молибденитом.

В зонах окисления развиваются вторичные урановые минералы: уранофан, отенит, фосфуранил, болтвудит, урановые черни, арсенатные слюдки. Содержание урана в рудах колеблется от 0,0126% до 2,5%, тория – от 0,0016% до 0,095%.

Урановое оруденение четвертого формационного типа локализуется в пределах Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия.

По условиям локализации уранового оруденения выделяется две группы проявлений:

1 – урановые проявления в альбитизированных осадочно-терригенных образованиях (месторождения Липовское, Феникс, рудопроявления Орлиное, Сатурн, Буянковское и др.);

2 – урановые проявления в альбитизированных липаритах субвулканической фации (рудопроявления Смольное, Медовое).

Урановые проявления в альбитизированных осадочных образованиях локализуются в гетерогенных пачках пород, представляющих собой чередование разнозернистых песчаников, конгломератов, гравелитов и тонкозернистых, слоистых и массивных алевролитов. Месторождения располагаются в непосредственной близости от выходов субвулканических интрузий гранитоидов и их фациальных разновидностей или в надинтрузивных зонах невскрытых эрозией гранитных массивов. Рудовмещающие осадочные отложения претерпели значительный контактовый метаморфизм с образованием биотитовых и амфиболовых роговиков, скарнированных пород, андалузит-гранатовых и эпидот-диопсидовых скарнов.

Структурный контроль оруденения проявлен довольно отчетливо. Обычно это разрывные нарушения, совпадающие с напластованием пород и развивающиеся по контактам литологических разностей. Они часто залечены дайками диабазов, липаритов и фельзитов. Морфологически это зоны дробления и катаклаза мощностью от первых метров до первых десятков метров, выдержанные по простиранию и падению. Направление разрывных структур субширотное или северо-западное. Углы падения этих нарушений согласуется с напластованием пород и изменяются от достаточно крутых (50–60°) до пологих.

Реже оруденение тяготеет к апикальным частям пологих куполообразных складок и контролируется подошвой пачки алевролитов (рудопроявление Орлиное). Предрудные метасоматиты геологами ГП “Таежгеология” отнесены к формации эйситов и представлены ассоциацией альбита, хлорита и карбоната. Температура рудообразования 280–300°С.

Месторождение Липовское локализуется в гетерогенной пачке пород вассиановской свиты, представляющей собой чередование разнозернистых песчаников, гравелитов, слоистых и массивных алевролитов.

Для рудного поля месторождения характерно наличие крупных, протяженных разломов широтного и субмеридионального простирания, а рудные тела часто локализуются вблизи узлов их пересечения.

Бурением месторождение изучено по простиранию на 1200 м профилями через 400 м и на глубину до 400 м. По данным бурения наиболее богатое оруденение на месторождении локализуется в узлах пересечения субсогласных нарушений с разломами меридионального и северо-восточного направлений, секущими складчатость поперек и диагонально. Поперечные нарушения рассекают толщу рудовмещающих пород на ряд блоков, испытавших друг относительно друга различные по амплитуде перемещения. Морфологически они представлены зонами дробления и брекчирования, часто залеченными дайками диабазов, гранодиорит-порфиров и липаритов.

Урановорудные тела жилообразной формы имеют мощность в первые метры, причем оруденение в разрезе многоярусное. Первичная урановая минерализация в рудных телах располагается в виде мелкой вкрапленности или в виде тонких, непротяженных прожилков настурана мощностью в сотые доли миллиметра. Кроме настурана, в рудных телах присутствуют пирит, пирротин, сфалерит, и, очень редко, чешуйки молибденита.

Содержание урана в рудах достигает 0,108 % на мощность 5,65 м.

В рудных зонах до глубины 220–250 м сформировалась зона окисления слюдково-силикатного типа.

Наблюдается тенденция увеличения параметров оруденения и качества руд с глубиной. По запасам месторождение относится к мелким рудным объектам.

Месторождение Феникс расположено в бассейне руч. Смольного и локализуется в зоне субширотного простирания в породах вассиановской свиты. Канавами и картировочными скважинами рудоносная структура прослежена по простиранию на 1500 м и на глубину 500 м. Зона имеет переменчивую мощность и достигает на отдельных участках 200 м.

Рудовмещающие нарушения представлены серией субпослойных срывов, развивающихся по границам грубо- и тонкообломочных пород. Морфологически они выражены как зоны интенсивной трещиноватости и брекчирования. Отдельные нарушения сопровождаются дайками андезитовых порфиритов, сиенит-порфиров, диоритовых порфиритов. С глубиной мощность и количество даек возрастает.

Урановое оруденение на месторождении Феникс локализуется в описанных выше субпослойных срывах, которые определяют жило- и линзообразную морфологию рудных тел.

Рудоносность месторождения определяется несколькими субпараллельными рудными телами, отстоящими друг от друга на 20–50 м. По простиранию рудоносной зоны урановое оруденение не выдержа-

но. По падению во всех буровых профилях намечается тенденция увеличения с глубиной параметров оруденения, количества рудных тел и, в целом, ширины зоны.

Урановая минерализация представлена настураном, развивающимся как в цементе, так и в гальке грубообломочных пород. Настуран образует мельчайшую сыпь, иногда скопления, тонкие прожилки, тесно ассоциирует с пиритом.

Содержание урана колеблется от 0,036% на мощность 1,8 м до 0,18% на мощность 1,45 м. На глубину и по простиранию оруденение не оконтурено.

Запасы и прогнозные ресурсы отвечают среднему месторождению бедных руд.

В альбитизированных субвулканических липаритах выявлены рудопроявления урана Смольное и Медовое. Они локализуются в Смольной субвулканической интрузии, имеющей рвущие контакты с вмещающими породами. Урановое оруденение контролируется зонами тектонических нарушений, залеченных дайками среднего и основного составов. Урановая минерализация носит гнездовый характер и локализуется в пределах крутопадающих тектонических нарушений протяженностью до 800 м.

В краевой части интрузии урановая минерализация представлена настураном. Он образует густые скопления, выполняя поры и промежутки между минералами вмещающей породы, иногда отмечается в виде небольших гнезд или единичных зерен. Сульфидная минерализация состоит из мелкой сыпи галенита и молибденита, редко арсенопирита.

В центральной части интрузии минерализация представлена браннеритом в сопровождении пирита и халькопирита. Вторичные минералы: казолит, уранофан, бета-уранотил, отенит.

Максимальные содержания урана в зонах – 0,12 % на мощность 5,4 м.

По соотношению урана и молибдена руды в альбититах относятся к собственно урановому типу. Практически на всех объектах четвертого формационного типа уранового оруденения установлены наложенные грейзеноподобные изменения. В альбитизированных породах наблюдаются вновь образованные кварц, серицит, топаз, берилл, флюорит. Грейзенизация приводит к выносу урана из околорудно измененных пород практически до фоновых значений, переводу урана в рудных телах в легкоподвижную форму, что способствует развитию в рудных зонах интенсивных процессов поверхностного выщелачивания и затрудняет выявление рудоносных структур наземными геолого-геофизическими методами.

Сопоставительный анализ геологических обстановок локализации уранового оруденения некоторых рудопроявлений в альбитизированных породах Южно-Синегорской впадины с условиями локализации крупного месторождения Бихор на Паннонском массиве позволяет прогнозировать выявление подобных месторождений в пологозалегающих контактово-метаморфизованных и альбитизированных песчаниках Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия, перекрытых алевролитами. Подобная благоприятная обстановка наблюдается в районе рудопроявления Орлиного, оставшегося недоизученным.

Урановое оруденение пятого формационного типа локализуется за пределами Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия, реже – по его периферии (рудопроявления Снегуровского рудного поля, рудопроявление Ирис). Несмотря на многочисленные геохронологические и тематические исследования, возраст уранового оруденения этого типа остается спорным. Достоверно установлено, что урановое оруденение в гидрослюдитах накладывается на ороговикованные породы в экзоконтакте раннесредне-карбоновой Лунзенской интрузии граносиенитов (рудопроявление Междуречное) и контактово метаморфизуется в экзоконтакте Синегорской гранодиоритовой интрузии альбского возраста.

Месторождения и рудопроявления этого типа локализуются в нескольких литолого-структурных обстановках:

1 – в слоистых вулканогенных образованиях базальных горизонтов нижне-среднекарбоновой светлояровской толщи (рудопроявления Междуречное и Западное);

2 – в экструзивных телах массивных липаритов среди верхнедевонских осадочно-вулканогенных образований (рудопроявление Каменное);

3 – в экзоконтактах мелких субвулканических тел и даек в дуговых и линейных разломах внешнего обрамления вулкано-тектонических структур раннесреднекарбонового возраста (рудопроявления Снегуровского рудного поля);

4 – в грубообломочных молассоидных толщах нижнего–среднего кембрия и ордовика–силура (месторождение Синегорское, рудопроявления Ирис, Дубовое, Лысогорское и др.).

Слоистые вулканогенные образования, вмещающие рудопроявления Западное и Междуречное, представлены слабо дислоцированными туфами липаритов, туффитами, туфогенными песчаниками.

Урановая минерализация приурочена к мелким субпослойным кулисообразным тектоническим нарушениям с пологими (20–30°) падениями. Они представлены зонками дробления и трещиноватости мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров, развивающихся вдоль контактов различных литологических разностей пород. Протяженность отдельных рудных структур не превышает

первых десятков метров. В целом они могут составлять аномальные полосы шириной около 100 м и протяженностью до 600 м. По падению отдельные ураноносные нарушения прослеживаются на 60–70 м, в отдельных случаях – на 160 м.

Из первичных урановых минералов на рудопроявлениях присутствует настуран. В рудах установлены сульфиды: пирит, галенит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, молибденит, выделившиеся несколько раньше настурана. Температура рудообразования – около 200–220°С. Содержание урана – до 0,03%.

Урановое оруденение в массивных породах экструзивных фаций наиболее интенсивно развивается в придонных частях полого залегающих экструзивных тел липаритов.

Рудные тела контролируются узлами сочленения крутопадающих тектонических нарушений с пологими тектоническими срывами в придонной части экструзии. Оруденение имеет форму гнезд, обогащенных рудными и сопровождающими их минералами. Оно образует две полого падающие зоны незначительной мощности.

Рудообразование протекало в три стадии. В раннюю, сульфидную стадию выделялись пирит и пирротин. Во вторую, настуран-сульфидную стадию совместно с настураном отлагались галенит, пирит, халькопирит и молибденит. В третью, сульфидную стадию образовались галенит, в меньшей мере – марказит, пирит, арсенопирит, халькопирит и сфалерит, как в обособленных выделениях и прожилках, так и совместно с выделениями настурана, на которые они накладываются. Из вторичных урановых минералов наиболее распространены казолит, бета-уранотил, отенит, урановые черни, образующие обычно рассеянную вкрапленность.

Урановое оруденение в мелких субвулканических телах и дайках, внедрившихся в зону дугового разлома в краевой части Монастырищенской ВТС, и в их экзоконтактах выявлено в пределах Снегуровского рудного поля (зоны Долинная, Западная, Центральная и др.).

Рудовмещающими являются обычно зоны повышенной трещиноватости, катаклаза, дробления и брекчирования в лежачих контактах крутозалегающих субвулканических тел и даек липаритовых порфиров, гранодиорит-порфиров и габбродиабазов среди вулканогенно-осадочных пород лунзенской свиты верхнего девона. Мощность зон изменяется от нескольких метров до 35–40 м. Рудные тела имеют линейную форму, их мощность изменяется от 0,2 до 13 м при содержании урана от 0,04 до 0,29%.

Урановая минерализация носит тонкопрожилковый характер. Центральные части прожилков сложены пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. Настуран тяготеет к зальбандам прожилков. Совместно с ураном отлагались молибденит и флюорит. Вторичная урановая минерализация представлена отенитом, уранофаном, бета-уранотилом, гуммитами, шалитом. Температура рудообразования – около 215°С. Эрозионный срез оруденения близок к среднерудному, размах оруденения по вертикали – 140–160 м.

Отличительной особенностью урановых месторождений и рудопроявлений, локализующихся в молассоидных нижнепалеозойских образованиях, является слабое развитие в их рудных полях интрузий и даек девонского и карбонового вулкано-плутонических комплексов.

На Синегорском месторождении ураноносными в большинстве случаев являются оперяющие крупные разломы, тектонические нарушения, согласные с напластованием пород или секущие их под очень острым углом.

Они представлены зонами брекчирования и интенсивной трещиноватости с различной степенью гидротермальной проработки. Протяженность ураноносных зон варьирует от первых метров до 2 км, мощности колеблются в широких пределах – от десятков сантиметров до 9,5 метров. Падение зон крутое (70–90°).

Жилообразные рудные тела выявлены в пределах зон Новой, Пятой и Восьмой среди конгломератов, гравелитов и песчаников карбонатного и карбонатно-кремнистого состава меркушевской свиты. Текстура руд прожилковая, прожилково-вкрапленная и брекчиевая.

Урановые минералы не образуют самостоятельных выделений, а находятся в прожилках совместно с сульфидами. Мощность уран-сульфидных прожилков составляет обычно десятые доли миллиметра, лишь изредка достигая десятых долей сантиметра.

Рудообразование протекало в три стадии:

1 – сульфидная стадия (пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит);

2 – уран-молибденовая стадия (молибденит, настуран, уранинит);

3 – пострудная стадия (кварц, карбонаты, хлорит, серицит, пирит).

Вторичная урановая минерализация представлена отенитом, уранофаном, бета-уранотилом, трёггеритом.

Жильные тела характеризуются выдержанным оруденением как по простиранию, так и по падению. В отдельных рудных зонах наблюдается тенденция увеличения интенсивности оруденения и улучшения качества руд с глубиной. Например, на наиболее

глубоких горизонтах зоны Новой скважинами вскрыто оруденение, характеризуемое содержаниями урана до 1% и мощностью до 9,5 м. Размах оруденения по вертикали – до 1 км.

Синегорское месторождение может быть классифицировано как объект средних масштабов с бедными и рядовыми рудами.

На урановых рудопроявлениях Дубовом, Лысогорском и на участках Центральном и Верхнем Синегорского месторождения, раположенных в экзоконтактах Синегорской линейной интрузии гранодиоритов мелового возраста, урановое оруденение несет признаки наложенного контактового метаморфизма. Это выражается в развитии в рудных зонах биотита, граната, актинолита, эпидота, турмалина, магнетита. Имело место перераспределение урана в уже существовавших рудных телах в результате контактово-метасоматических процессов, на что указывают мезозойские датировки руд на участках Центральном и Верхнем Синегорского месторождения. Эрозионный срез оруденения, по данным В. В. Данильянца, верхнерудный.

Таким образом, основными формационными типами уранового оруденения Южно-Синегорской впадины, давшими масштабные концентрации, являются урановый в альбититах и молибден-урановый в аргиллизитах (березитах) в связи с заключительными этапами тектоно-магматической деятельности карбонового возраста.

В этот этап проявился интенсивный вулканизм контрастной субщелочной базальт-липаритовой ассоциации, внедрились специализированные на уран интрузии лейкогранитовой формации, сопровождавшиеся напряженной гидротермально-метасоматической деятельностью.

Кроме урановых проявлений, каменноугольным возрастом датируется полиметаллическая минерализация в пропилитизированных скарнах и пропилитах в связи с карбоновыми гранитами в бассейнах рек Синегорка и Речушка, олово-вольфрамовое и бериллиевое оруденение в грейзенах среди гранитов Куйбышевской интрузии.

С перми до раннего мела в Южно-Синегорской впадине сохранялся спокойный тектонический режим. В условиях слабого воздымания территории при жарком влажном климате на отдельных участках суши формировалась красноцветная кора выветривания, фрагменты которой картируются в юго-восточной и северо-западной частях впадины. Уран при корообразовании выщелачивался из обогащенных им пород, с нисходящими водными растворами проникал в ослабленные тектонические зоны и отлагался там с формированием трещинно-инфильтрационных проявлений вторичной урановой минерализации. Такие проявления широко распространены в различных частях впадины, достигая иногда (месторождение Вассиановское) промышленных концентраций бедных и убогих руд.

## НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Несмотря на довольно длительную историю изучения ураноносности Южно-Синегорской впадины, перспективы поисков промышленных урановых месторождений в ее пределах далеко не исчерпаны.

Работы должны быть ориентированы на поиски месторождений двух основных формационных типов: 1) уранового в альбититах (эйситах) и 2) молибден-уранового в аргиллизитах (гидрослюдитах). При этом необходимо учитывать факторы, существенно влияющие на достоверность оценки перспективных площадей, к ним относятся степень пострудного эрозионного среза ураноносных структур и влияние пострудного магматизма и мезозойских чешуйчато-надвиговых дислокаций на сохранность рудных залежей. Последние, как было сказано ранее [5], могут существенно снизить перспективы района или отдельных его частей относительно промышленных месторождений.

Урановое оруденение в альбитизированных породах (эйситах) Куйбышевского интрузивно-купольного поднятия локализуется в средне-верхнедевонских (вассиановская свита) вулканогенно-терригенных отложениях, реже – в грубообломочных образованиях ордовика–силура (даубихезская свита). В залегающей выше лунзенской свите проявлений этого формационного типа не обнаружено. Большинство исследователей оценивают пострудный срез рудных зон в эйситах как оптимальный. Акцент при оценке ураноносности поднятия необходимо перенести на поиски уранового оруденения бихорского типа в надинтрузивной зоне ранне-среднекарбоновых гранитоидов. Выделение участков и структур под поиски таких месторождений потребует пересмотра всех геолого-геофизических материалов района и постановки подготовительных прогнозных работ.

Урановое оруденение молибден-урановой формации в аргиллизитах выклинивается по восстанию на границе верхнедевонской лунзенской свиты и нижне-среднекарбоновой светлояровской толщи. Урановые проявления с промышленными параметрами появляются только в нижне-среднекембрийских отложениях.

Отрицательный результат многолетних поисков урановых месторождений в верхнепалеозойских вулканогенных образованиях, видимо, не случаен и связан, в первую очередь, с отсутствием промышленных концентраций урана на этом уровне в силу малого эрозионного среза рудоносных структур. К близкому выводу пришел в 1982 году В.В. Данильянц, указывающий, что площади выхода светлояров-

ской толщи мощностью более 400 м неблагоприятны по уровню эрозионного среза для опоискования.

Следовательно, необходимо обратить внимание на площади распространения слабо изученных в отношении ураноносности рифей-кембрийских отложений по северной и западной периферии Южно-Синегорской впадины с широко проявленным там позднепалеозойским магматизмом в форме интрузий, некков, субвулканов и даек пестрого (от основного до кислого) состава.

Работы следует сосредоточить, в первую очередь, в пределах крупных, специализированных на уран металлогенических зон северо-западного простирания: Сандуганской, Меркушевской, Партизанской и Каленовской (рисунок), контролирующих развитие интенсивных гидротермально-метасоматических изменений, урановорудные проявления различных формационных типов, ореолы рассеяния урана, молибдена, мышьяка, фтора и других элементов-спутников уранового оруденения. Особое внимание следует уделить Каленовской зоне, расположенной в зоне развития рифейских черносланцевых толщ. Здесь выявлены комплексные уран-молибденовые гидрохимические аномалии, литохимические ореолы рассеяния урана, молибдена и серебра и отдельные урановые проявления [4].

Следует отметить, что опоискование этих структур в силу неблагоприятных природных условий (мощный чехол рыхлых отложений, развитие площадных и линейных кор выветривания) сильно затруднено и потребует значительных затрат горных и буровых работ.

Необходимо провести тщательное картирование пострудных сдвиговых и надвиговых дислокаций, о чем говорилось ранее [5].

Синегорская гранодиоритовая интрузия оказала существенное контактовое влияние только на часть рудных зон месторождения Синегорского, рудопроявлений Дубовое и Каменное. В масштабе впадины ее негативное влияние на палеозойское урановое оруденение можно не учитывать.

Ураноносные структуры, аналогичные Южно-Синегорской впадине, намечаются в северной части Ханкайского (Кабаргинская впадина) и в центральной части Буреинского (Мельгинский блок) массивов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред.И.И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 695 с.
2. Горошко М.В. Структурные ограничения, истории развития и тектоническое районирование Ханкайского срединного массива // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 20–29.
3. Горошко М.В. Металлогеническое районирование Ханкайского срединного массива // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 90–95.
4. Горошко М.В., Кириллов В.Е., Артюхов В.В. О рудоносности зон докембрийских структурных несогласий // Сов. геология. 1991. № 5. С. 8–13.
5. Горошко М.В. Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 77–82.
6. Изосов Л.А., Маляренко Л.И. Петрохимические особенности девонских формаций Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 78–89.
7. Лаверсов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана / Под.ред.Н.П. Лаверова. М.: Недра, 1983. 320 с.
8. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края (в 3-х ч.): Препр. Владивосток, 1987. Ч. II. 59 с. Ч. II. 59 с.
9. Урановые месторождения Чехословакии / Арапов Ю.А., Бойцов В.Е., Кремчуков Г.А. и др. М.: Недра, 1984. 445 с.

*Поступила в редакцию 19 января 1999 г.* *Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным*

***M.V. Goroshko, N.K. Chekantsev***

## Uranium potential of the South Sinegorsk ore district (Primorye)

An analysis of the recent geological evidence of the Khanka massif made it possible to identify the South Sinegorsk depression of long (over 1 Ga) development in its southeastern part. The basin controls fluorite-REE deposits of the Voznesensk district and small uranium deposits of the Sinegorsk ore districts. The general characteristics of the depression's uranium potential are given. Uranium mineralization in the depression involved several cycles. Formational division of different-age uranium mineralization is offered. Two uranium formations are distinguished: 1) uranium formation in eusites, and 2) molybdenum-uranium formation in argillisites (hydroglimmerites) in connection with the final stages of Upper Paleozoic magmatism. These formations are major for the referred region. The problems of the erosion section of the ore-bearing structures, and the effect of post-ore magmatism and rupture tectonics on the persistence of mineralization are highlighted. Recommendations are offered for further assessment of the uranium potential of the depression. The idea is advanced that uranium-bearing structures of similar type exist in the southern part of the Far East: in the northern part of the Khanka massif and in the southwestern part of the Bureya massif.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 31-34*

УДК 553.81(571.63)

# НОВАЯ НАХОДКА АЛМАЗОВ НА ХАНКАЙСКОМ МАССИВЕ (ПРИМОРЬЕ)

***А.П. Матюнин*, В.Г. Сахно**, С.И. Дмитрук****

** Приморгеофизика, пос. Кавалерово, Приморский край*

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

В статье дается описание двух кристаллов алмазов, найденных в коре выветривания трубчатой аномалии, расположенной в 4 км к северо-востоку от Курханской алмазоносной диатремы кимберлитовых пород, в которой ранее были найдены осколки алмазов размером до 1,2 мм. Новая находка примечательна тем, что один кристалл представляет собой двойниковый сросток с хорошо выраженными гранями, а второй, также имеющий хорошо выраженные грани роста, содержит твердофазные включения. В шлихах с места находки обнаружены зерна высокохромистых шпинелей, аналогичных тем, что были найдены в Курханской алмазоносной диатреме. По составу они отвечают хромитам, образующим сростки с алмазами Якутии и других алмазоносных трубок мира.

***Ключевые слова:*** **алмазы, Ханкайский массив, Приморье.**

В 1992 г. в северной части Ханкайского кристаллического массива (Приморье) под чехлом рыхлых отложений геофизическими исследованиями выявлены более ста аномалий трубчатого типа. Они располагаются на сочленении Матвеевского и Нахимовского блоков, в пределах разделяющей их синклинорной Кабаргинской зоны с позднепротерозойской складчатостью, в непосредственной близости от Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (рис. 1). При разбуривании двух таких аномалий [1, 4] в керне скважин, пробуренных победитовыми коронками, обнаружены осколки алмазов. Последующее бурение с отбором шлиховых малообъемных проб из дезинтегрированных пород в коре выветривания подтвердило наличие осколков алмазов в сростках с сульфидами. Детальные исследования пород и шлихов выявили особенности состава и строения брекчий, а также минералов из концентрированных шлихов – ассоциации алмаза, хромистой шпинели, пиропов двух типов (малохромистых и высокохромистых), флогопитов, диопсидов и оливинов, т.е. минеральных ассоциаций, свойственных породам ким-

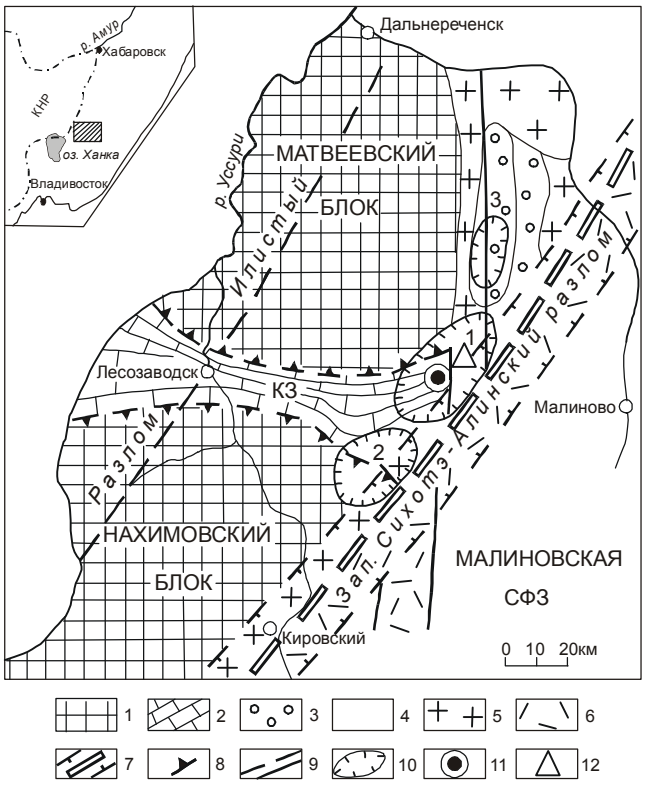



**Рис. 1.** Структурная позиция потенциальных кимберлитовых полей Кабарга-Тамгинской кимберлитовой провинции [1].

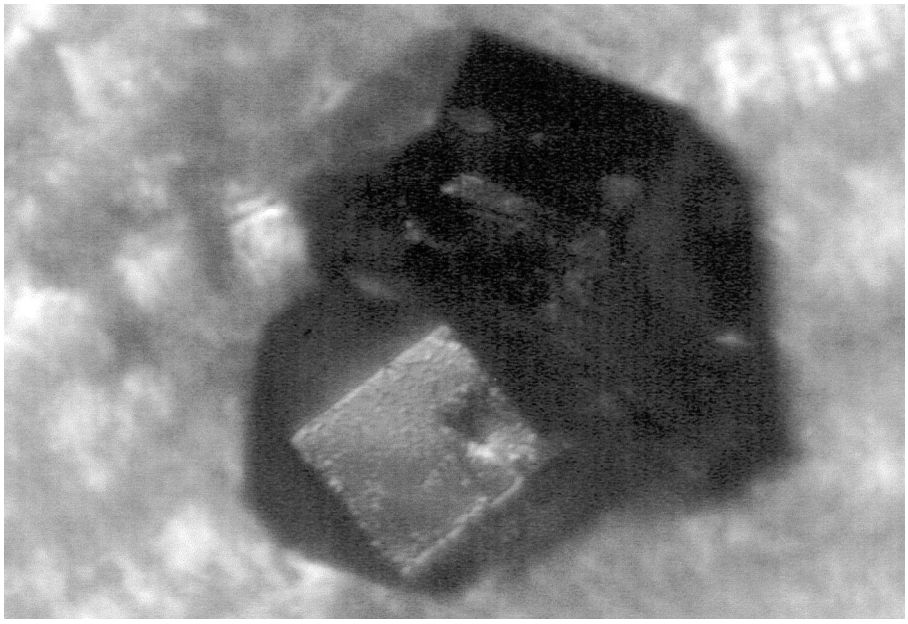
1 – архейско-нижнепротерозойские жесткие блоки (микрократоны): гнейсы, гранитогнейсы, мраморы; 2 – Кабаргинская структурно-формационная зона (КЗ) верхнепротерозойских эпиконтинентальных формаций: терригенной, карбонатной, железорудной; 3 – силурийская терригенная формация (тамгинская серия); 4 – Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая система (Малиновская структурно-формационная зона); 5 – раннепалеозойские граниты (плутонические пояса); 6 – позднепалеозойский Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, риолиты; 7 – зона Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома; 8 – надвиги; 9 – прочие разломы; 10 – потенциальные кимберлитовые поля (1,2,3, ...); 11 – Курханское проявление алмазов, 12 – аномалия № 5.

берлитовой серии. Геофизические, геологические работы и бурение серии скважин в пределах Курханской диатремы показали, что эти тела имеют трубчатую форму [4]. По предварительным прогнозам аномалии “трубчатого” типа, а их более ста, могут являться алмазсодержащими трубками взрыва.

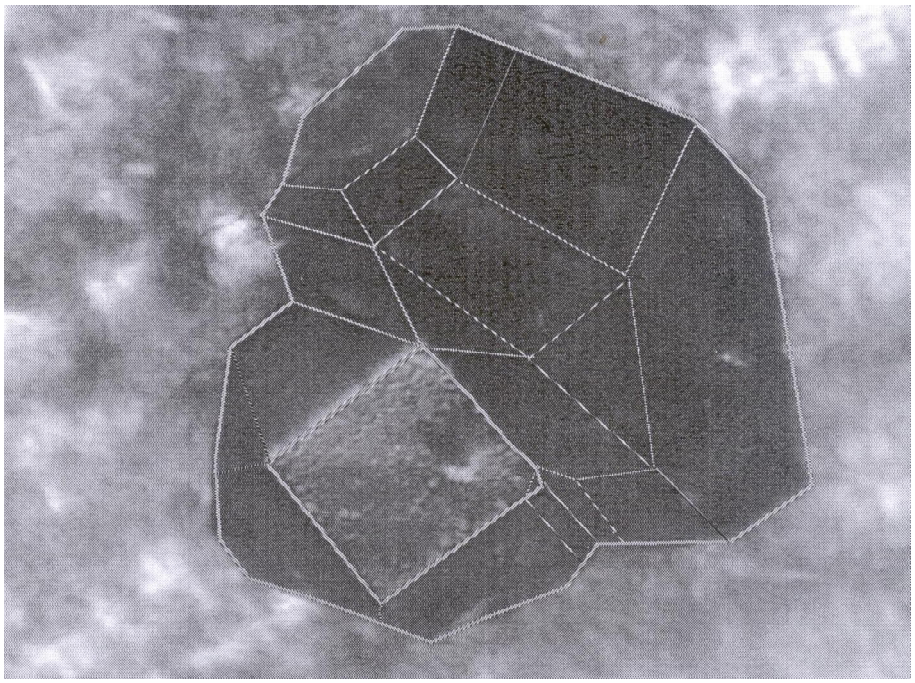
Последующие работы (1999 г.) были начаты севернее Курханского участка (рис. 1), в 4 км северо-восточнее алмазоносной Курханской диатремы, в районе магнитной аномалии № 5. Здесь развиты филлитовидные сланцы тамгинской свиты силур-девонского возраста. Среди образований свиты имеются отторженцы карбонатных пород и железистых кварцитов предположительно позднепротерозойского возраста. Характерны многочисленные тела вулканических брекчий, конгломерато-брекчий и туфов, обогащенных углистым веществом. В ряде случаев к этим образованиям приурочены магнитные аномалии “трубчатого” типа, включая собственно Курханскую диатрему, а также аномалию № 5.

Из канавных расчисток рыхлых пород, перекрывающих аномалию № 5, была отобрана проба весом 1500 кг и отправлена в отдел технологии переработки природного сырья Тул НИГП (г. Тула).

Обогащение и анализ исследуемой пробы производился в соответствии с рекомендациями



а



б

**Рис. 2.** Фотография сростка алмаза (а) и отрисовка его граней (б) из аномалии № 5, севернее Курханской диатремы. Увеличение 1600.

НСОМТ и Министерства природных ресурсов РФ. Концентраты рентгенолюминесцентной сепарации и остатка от термохимического разложения продуктов доводки гравитационных концентратов просматривались под бинокулярным микроскопом для выявления алмазов и их спутников. В результате обогащения и анализа пробы в полученных концентратах гравитационного обогащения и пенной сепарации обнаружены два зерна алмаза. Правильность диагностики зерен алмаза была подтверждена испытанием их на твердость по корундовой пластине и проверкой изотропности в проходящем поляризованном свете в среде йодистого метилена, а также измеряли их на ТЭС.

Новая находка двух кристаллов алмазов происходит из зеленовато-серых элювиальных глин коры выветривания, аналогичных таковым Курханской диатремы. В глине содержатся полностью разрушенные, трудно поддающиеся диагностике породы, предположительно брекчии. При шлиховом опробовании в них были найдены два кристалла алмазов, а также комплекс минералов в тяжелой фракции, главными из которых являются хромистые шпинели, окисленные и обохренные магнетиты, по данным рентгено-структурного анализа (аналитик Т.Б.Афанасьева) – зерна муассанита.

Один из найденных алмазов является сростком двух прозрачных кристаллов размером 0,5×0,4×0,3 мм и 0,35×0,3×0,2 мм зеленого цвета. Их форма представляет собой комбинацию граней октаэдра и куба (рис.2 а, б). На месте двух ребер меньшего кристалла – канавка. Одна грань имеет естественный скол. Поверхность скола матовая, бугристая. На одной из граней большого кристалла – глубокая выемка, внутри которой располагается новая грань. В обоих кристаллах имеются включения черного цвета. Второй алмаз - бесцветный, со ступенчатым изломом, где сохранен элемент естественной грани.

Химический состав хромистых шпинелей из аномалии № 5 (таблица) показывает их высокую хромистость. При сравнении с хромшпинелидами из Курханской диатремы на диаграмме Al-Cr-($Fe^{3+}$+2Ti) они попадают в поле хромистых шпинелей, ассоциирующих с алмазами [2–4, 6].

**Таблица. Химический состав хромшпинелидов аномалии № 5.**

| Проба | 7-а | 9-а |
|---|---|---|
| компонентный состав | | |
| $TiO_2$ | 0.32 | 0.16 |
| $Al_2O_3$ | 10.25 | 5.41 |
| $Cr_2O_3$ | 52.54 | 58.72 |
| FeO | 23.50 | 22.57 |
| MnO | 0.24 | 0.14 |
| MgO | 12.40 | 11.25 |
| ZnO | 0.01 | 0.01 |
| Сумма | 99.25 | 98.25 |
| FeO | 14.69 | 15.30 |
| $Fe_2O_3$ | 9.79 | 8.08 |
| Сумма | 100.23 | 99.06 |

Анализы выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН на микрозонде JXA-5A. Аналитик В.И. Сапин.

| | 7-а | 9-а |
|---|---|---|
| катионный состав | | |
| Ti | 0.08 | 0.04 |
| Al | 0.393 | 0.216 |
| Cr | 1.352 | 1.571 |
| $Fe^{3+}$ | 0.240 | 0.206 |
| $Fe^{2+}$ | 0.400 | 0.433 |
| Mn | 0.007 | 0.004 |
| Mg | 0.601 | 0.567 |
| Сумма | 3,000 | 3,000 |
| формульный состав | | |
| $Fe_2TiO_4$ | 0.78 | 0.40 |
| $MnFe_2O_4$ | 0.66 | 0.40 |
| $MgAl_2O_4$ | 19.65 | 10.79 |
| $MgCr_2O_4$ | 40.48 | 45.91 |
| $FeCr_2O_4$ | 27.10 | 32.62 |
| $FeAl_2O_4$ | 0.00 | 0.00 |
| $MgFeO_4$ | 0.00 | 0.00 |
| $FeFe_2O_4$ | 11.30 | 9.86 |
| $ZnFe_2O_4$ | 0.02 | 0.02 |
| f | 51.53 | 52.97 |
| Cr/Cr+Al | 77.47 | 87.92 |
| $Fe^{3+}/\sum Fe$ | 37.48 | 32.21 |

Приведенные результаты исследований в совокупности с данными по Курханской диатреме [4,5] позволяют предполагать наличие в изученном районе алмазоносной провинции активизированных кратонов. Однако учитывая крайне недостаточную изученность алмазоносности района, следует весьма осторожно делать прогнозы о его промышленной значимости.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г. и др. Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 103–108.
2. Маракушев А.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А. и др. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 2. С. 105–121.
3. Плаксенко А.Н., Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ. 1989. 224 с.
4. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 46–59.
5. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Особенности минерального состава алмазоносных кимберлитоподобных пород северной части Ханкайского массива (Приморье) // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 3. С. 368–372.
6. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., и др. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7–24.

*Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.* *Рекомендована к печати А.И.Ханчуком*

***A.P. Matyunin, V.G. Sakhno, S.I. Dmitruk***

## A new finding of diamonds in the Khanka massif (Primorye)

The paper describes two diamond crystals found in the weathering crust of a pipe anomaly 4 km north-east of the Kurkhanskaya diamond diatreme in kimberlite rocks, where diamond fragments about 1.2 mm in size were found. The new finding is remarkable for one crystal representing a twin growth with strongly marked facets. Another diamond crystal has also well marked facets of growth and solid phase inclusions. In heavy concentrates, the grains of high-chromium spinels were found. They are analogous to those detected in the Kurkhanskaya diamond diatreme, and compositionally they are similar to chromites identified in the growths with diamonds in Yakutia and other diamond pipes of the world.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 35-46*

УДК 553.9(571.56+571.65)

# ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

***В.И. Гончаров, В.Е. Глотов, А.В. Гревцев***

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

В статье обобщены результаты исследований по проблемам нефтегазо- и угленосности Северо-Востока России. Приведены качественные и количественные характеристики энергетических свойств природных углеводородов, а также сведения об условиях их локализации и масштабах распространения. Рассмотрены способы возможного производства жидких нефтепродуктов из углей и использования в хозяйственных целях внутреннего тепла Земли. Выполнена прогнозная оценка ресурсов наиболее важных для экономики региона топливно-энергетических видов сырья: углеводородов, каменных и бурых углей, синтетической нефти, торфа, термальных вод. По расчетам авторов, геологические ресурсы по осадочным бассейнам региона составляют: нефти – 27261 млн т, угля всех марок – 202,1 млрд т, разведанные запасы торфа – 51 млн т. Синтетический углеводородный потенциал буроугольных месторождений региона при использовании метода гидрогенизации угля достигает 26,4 млрд т. Геотермические ресурсы представлены петро- и гидрогеотермическими. Среди последних имеются термальные воды источников и глубоких осадочных бассейнов с температурой выше 20°С.

***Ключевые слова:*** **осадочный бассейн, углеводороды, уголь, торф, ресурсы, Северо-Восток России.**

В настоящей работе Северо-Восток России (СВР) рассматривается как часть Евразийского континента (без Камчатской области), ограниченного с запада Верхоянским хребтом и омываемого морями Северного Ледовитого и Тихого океанов. Площадь региона (без шельфа) более 2,3 млн км$^2$, население около 500 тыс. чел. В его состав включены восточные территории республики Саха (Якутия), северные – Хабаровского края, Магаданская область, автономные Чукотский и Корякский округа. Несмотря на очень малую плотность населения, удаленность от центральных областей РФ, суровые климатические условия, СВР был и остается важнейшим поставщиком на внутренние и внешние рынки золота, серебра, олова, вольфрама, сурьмы. Здесь открыты большеобъемные месторождения железа, ртути, полиметаллов, меди, молибдена, комплекса нерудных полезных ископаемых. В прилегающих акваториях добывается большая часть морепродуктов, потребляемых в стране и вывозимых за ее пределы. Вдоль побережий проходят трассы межрегиональных и межконтинентальных сообщений, таких как Северный морской путь, а воздушное пространство исключительно благоприятно для авиаперевозок из стран юго-восточной и восточной Азии в страны американских континентов.

Всё это позволяет считать СВР в перспективе очень крупным потребителем топливно-энергетических ресурсов. Современная потребность региона в жидких нефтепродуктах составляет примерно 1 млн т/год, т. е. в среднем около 2 т на человека, что сопоставимо с расходом нефтепродуктов в технически развитых странах. Однако их основная доля, в отличие от урбанизированных территорий, расходуется здесь на отопление жилых и промышленных помещений, получение горячей воды, что вряд ли можно признать рациональным.

Все виды углеводородного топлива и значительная часть углей завозятся на СВР из других регионов России и из дальнего зарубежья, хотя уже давно доказана перспективность недр Северо-Востока на нефть, газ, угли, торф, внутреннее тепло Земли. Закономерности распространения и масштабы проявления их во многом определяются расположением рассматриваемой территории на стыке Тихоокеанского и Атлантического сегментов Земли, с чем связано ее очень сложное и крайне неоднородное геологическое строение. В контексте рассматриваемой проблемы геологические особенности территории нашли отражение в многообразии развитых здесь осадочных бассейнов (ОБ), наиболее благоприятных для формирования всех видов ископаемых топливно-энергетических ресурсов и прежде всего месторождений нефти и газа (рисунок).

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Перспективы нефтегазоносности СВР связаны с 19 относительно крупными осадочными бассейнами, которые различаются по размерам, истории раз-

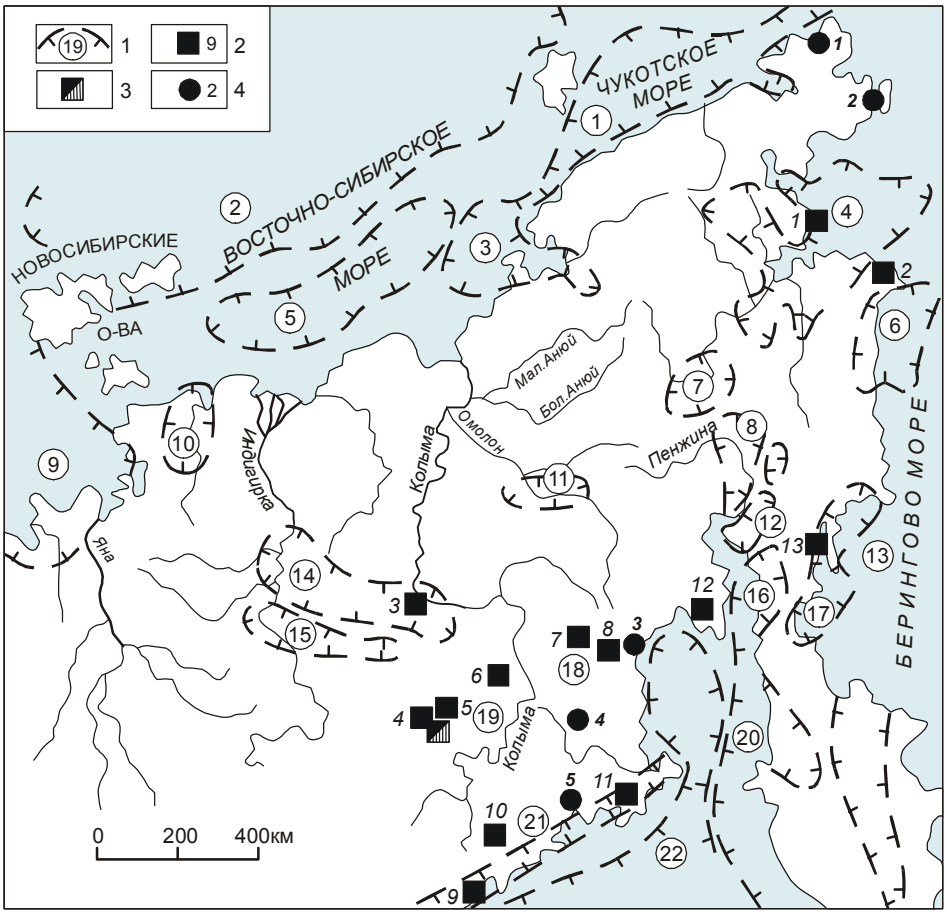



**Рис. 1.** Схема размещения топливно-энергетических ресурсов на Северо-Востоке России.

1- наиболее крупные осадочные бассейны, перспективные в морской акватории на нефть и газ, на суше – на уголь, торф и термальные подземные воды: 1 – Лонгско-Чукотский 2 – Новосибирский, 3 – Чаунский, 4 – Анадырский, 5 – Благовещенский, 6 – Хатырский, 7 – Марковский, 8 – Пенжинский, 9 – Лаптевско-Янский, 10 – Тастахский, 11 – Уляганский, 12 – Парапольский, 13 – Олюторский, 14 – Индигирский, 15 – Момский, 16 – Пусторецкий, 17 – Ильпинский, 18 – Кэнский, 19 – Эльгенский, 20 – Западно-Камчатский, 21 – Ямско-Тауйский, 22 – Северо-Охотский; 2 – разведанные месторождения каменных (к) и бурых (б) углей: 1 – Анадырское (б), 2 – Беринговское (к), 3 – Зырянское (к), 4 – Тал-Юряхское (к), 5 – Кадыкчанское (к), 6 – Эльгенское (б), 7 – Кэнское (к), 8 – Галимовское (к), 9 – Кухтуйское (б), 10 – Челомджинское (к), 11 – Ланковское (б), 12 – Авековское (б), 13 – Корфовское (б); 3 – месторождение криогенно-окисленных углей, Аркагалинское; 4 – разведанные термальные источники: 1 – Нешканские, 2 – Чаплинские, 3 – Таватумские, 4 – Тальские, 5 – Мотыклейские.

вития, геотектоническому положению в региональных структурах, мощности, возрасту и вещественному составу осадочного чехла, особенностям внутреннего тектонического строения, характеристикам теплового поля, условиям накопления и трансформации органического вещества и ряду иных показателей, определяющих общий потенциал нефтегазоносности конкретных геологических структур [2, 8, 11, 12, 16]. По возрастным и историко-тектоническим признакам В.В. Иванов [12] разделил ОБ региона на бассейны геосинклинального, протоорогенного, дейтероорогенного и платформенного типов.

*Бассейны геосинклинального типа* приурочены к внутренним участкам области кайнозойской складчатости и к зонам современного геосинклинального развития. Они расположены в южной части Корякского нагорья, в Олюторско-Камчатской системе кайнозоид, и имеют подводные продолжения в акватории Берингова моря, а Наваринский размещен на его шельфе.

Наиболее изученным является Хатырский бассейн, из недр которого получены промышленные притоки углеводородных газов и нефти. Он расположен в прибрежной полосе юго-восточного склона

Корякского нагорья. Площадь его на суше около 4 тыс. км$^2$, протяженность 210 км, ширина от 15 до 40 км. Большая часть площади (примерно 23 тыс. км$^2$) находится на шельфе и геологически плохо изучена.

Хатырский бассейн выполнен двухэтажным комплексом осадочных пород, мощность которых достигает 15 км. Нижний этаж слагают породы краевых шлейфов флишевой и пелитовой ассоциаций сенонского – среднеэоценового возраста. Верхний (верхнеэоценовый – четвертичный) представлен отложениями преимущественно молассовой формации. Среди них распространены аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты. В составе осадков неогенового возраста встречаются диатомовые аргиллиты и алевролиты.

Комплексные геохимические и литологические исследования показали, что наиболее высоким нефтематеринским потенциалом обладают породы палеогена, глины и кремнистые образования среднемиоценового возраста (майнопылгинская свита). Содержание органического вещества, нерастворимого в кислотах ($C_{нк}$), в них достигает 1,75 (медианное значение 0,82%), хлороформенного битума (ХБ) – до 0,78% (медианное значение 0,06%). Отложения катагенетически преобразованы до пород, отвечающих начальному и среднему мезокатагенезу ($МК_3$ – $МК_1$), что соответствует главной фазе нефтегазообразования. Это заключение подтверждено вскрытием нефтеносных нижне-среднемиоценовых отложений скв. 37 на Угловой площади [1]. Нефть смолистая, ее удельный вес 0,84 г/см$^3$, в бензиновой фракции преобладают нафтеновые углеводороды, из метановых компонентов большая часть приходится на изомерные соединения, что позволяет считать полученную нефть незрелой, отвечающей ранней фазе генерации углеводородов.

Вертикальная газовая и гидрогеохимическая зональности Хатырского ОБ во многом определяются характером неотектонических движений. Участки бассейна, которые с середины миоцена подняты выше уровня моря, подверглись интенсивным эрозионно-денудационным и водообменным процессам. По данным геофизических исследований, глубина внедрения пресных вод достигает 500 м ниже современного уровня моря. К таким участкам приурочены многочисленные выходы керитов, мальты, асфальтитов, углеводородных газов, сероводородных подземных вод [6; 10]. В газах содержится метан (до 77,3% об.) и азот (до 55% об.); концентрация этана не превышает 0.3 % об.

На участках, где осадконакопление происходило в течение всего позднего кайнозоя, мощность зоны пресных вод в 3–5 км от берега моря на суше не превышает первых десятков метров. Ниже, до глубины не менее 2200 м, в осадках миоцена залегают соленые воды хлор-кальциевого типа с минерализацией 19,5–21,2 г/л. На более глубоких горизонтах в отложениях нижнего миоцена и олигоцена минерализация вод снижается до 8,6 г/л, состав их преобразуется в гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-натриевый щелочного типа, что связано с дегидратацией глинистых минералов.

Состав газов, растворенных в подземных водах, меняется от метаново-азотного и метанового в зоне протокатагенеза до метановых с примесью до 3,23% об. тяжелых гомологов в зоне мезокатагенеза.

Приведенные данные свидетельствуют об очень высокой перспективности Хатырского нефтегазоносного бассейна, в значительной мере возрастающей по направлению к шельфу Берингова моря.

*Бассейны протоорогенного типа* связаны с различными по геотектоническому положению в региональных структурах и строению впадинами и прогибами, осадочный чехол которых представлен комплексом нижних и верхних моласс. Нередко в состав чехла включают подстилающие его формации предшествующей стадии геосинклинального развития. На Северо-Востоке России ОБ протоорогенного типа расположены в Анадырско-Корякской системе ранних кайнозоид (Пусторецкий, Парапольский, Анадырский, Пенжинский) и в области мезозойской складчатости (Индигиро-Зырянский, Момский, Уляганский).

Среди бассейнов этого типа наиболее полно изучен Анадырский, который размещен в низовьях рр. Великая, Анадырь, Канчалан и открыт в акваторию Анадырского залива. В геолого-структурном отношении он связан с одноименной наложенной впадиной в зоне сочленения северо-восточного фланга Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области с мезозоидами Чукотки и Чукотско-Сьюардского блока. Площадь бассейна на суше 19, на шельфе – 38 тыс. км$^2$.

На севере и северо-востоке бассейна осадочный чехол представлен неоген-четвертичными грубообломочными отложениями мощностью до 2–2,5 тыс. м, которые залегают на палеоцен-эоценовых эффузивах. Последние перекрывают породы гетерогенного складчатого основания. На участках, прилегающих к побережью Анадырского лимана, под покровом палеогеновых эффузивов вскрыты морские терригенные и континентальные угленосные породы верхнего мела.

В южном и юго-западном секторах бассейна мощность неоген-четвертичных отложений возрастает до 3–4 тыс. м. Под ними залегают преимущественно глинистые и алевролито-глинистые образования верхнего эоцена – олигоцена мощностью до

3 тыс. м. Ниже в разрезе присутствуют толщи терригенных и терригенно-туфогенных отложений альбского – сенонского возраста. В данном секторе отчетливо проявились неотектонические движения с существенной горизонтальной составляющей, что выразилось в образовании надвигов, взбросов, осложненных следами течения глинистых масс, и бескорневых складок срыва.

Структура катагенетического поля Анадырского бассейна сложная [13], что свойственно всем глубоким кайнозойским ОБ. Наиболее "охлаждены" (слабо преобразованы) районы максимальных мощностей палеогеновых и неогеновых отложений. Относительно "прогреты" районы, где к поверхности приближены палеоцен-эоценовые эффузивы, а также меловые отложения промежуточного этажа и складчатого основания впадины.

Сложный характер катагенетического поля, разнообразие осадочных пород определяют неоднородность органо-геохимических параметров осадочных отложений.

Наиболее богаты органическим веществом ($C_{нк}$ до 1,2% ) осадки неокома и позднего эоцена. Последние, наряду с глинистыми отложениями олигоценового возраста, содержат органическое вещество (ОВ) арконового и амино-арконового состава. Медианное значение ХБ равно 0,05%, углеводородов (УВ) в ХБ – 6%. Катагенетическая преобразованность пород находится в пределах градаций поздний протокатагенез ($ПК_3$) – начальные стадии мезокатагенеза ($МК_1$ – $МК_2$). По указанным показателям палеогеновые осадочные породы отнесены к основным нефтегазоматеринским.

В современную эпоху в пределах суши породы осадочного чехла проморожены до глубины 220 м. Сквозные водопоглощающие талики достоверно установлены на участках развития рыхлых водно-ледниковых и речных образований, прилегающих к Корякскому нагорью. От очагов современной инфильтрации пресные воды отдельными рукавами проникают в недра бассейна до глубин не меньше 300–400 м. На этих участках ниже зоны пресных вод распространены солоноватые и слабосоленые, хлоридного кальциево-натриевого или натриевого состава хлоркальциевого типа. На участках, заливавшихся во время плейстоценовых ингрессий морем, под многолетнемерзлыми породами находятся соленые воды с минерализацией до 30 г/л, хлоридного магниево-кальциево-натриевого составов, с отношением Cl/Br в диапазоне 260–298.

В нижнемиоценовых, палеогеновых и верхнемеловых глинисто-алевролитовых образованиях, достигших градаций катагенеза $МК_2$-$МК_3$, на глубинах более 2000 м воды гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией до 5,3 г/л (скв. Р-6).

Площадная и вертикальная газогеохимические зональности связаны с гидрогеохимической и катагенетической. В общем плане азотные и азотно-метановые газы зафиксированы в единичных случаях в скважинах вблизи горно-складчатого обрамления на участках современной инфильтрации поверхностных вод. В зонах солоноватых и соленых вод неогеновых отложений, градации катагенетической преобразованности которых не более $ПК_3$, газы метановые, сухие, концентрация их от 85 до 96% об. Из гомологов фиксируется только этан (десятки долей % об.), содержание азота от 3 до 14% об., азот воздушного происхождения. Углеводородные газы, обогащенные тяжелыми гомологами (до пентана включительно), приурочены к интервалам осадочного чехла, в пределах которых средний уровень катагенеза пород соответствует градации $МК_1$-$МК_2$ и отмечена гидрохимическая инверсия. Концентрация гомологов достигает 17%об., а на Верхне-Телекайской площади из отложений нижнего миоцена получен приток газоконденсата 16,5 тыс. $м^3$/сут на штуцере диаметром 7 мм. Суммарное содержание тяжелых гомологов здесь 34,2% об., метана – 60,6% об. Ниже по разрезу при увеличении градаций катагенеза до $МК_3$-$МК_4$ концентрация гомологов метана уменьшается, среди них преобладает этан.

Анадырский ОБ – единственный, в пределах которого разведаны месторождения углеводородов: нефти и газа – Верхне-Телекайское и Верхне-Эчинское, газоконденсата метанового состава – Западно-Озерное и Верхне-Телекайское [1].

Верхне-Телекайское нефтегазовое месторождение приурочено к двум локальным поднятиям на юго-западном склоне Майницкого прогиба, примерно в 25 км севернее подножия Корякского нагорья. Залежи УВ обнаружены в песчаниках собольковской свиты ($N_1$). Запасы нефти категории $C_1$ составляют 2,4 млн т, $C_2$ – 2,2 млн т. Прогнозные ресурсы – 15,4 млн т.

Верхне-Эчинское месторождение приурочено к одноименной положительной структуре в бассейне среднего течения р.Эчинку (правый приток р. Великой) севернее Корякского нагорья. Залежи УВ локализованы в песчаниках автаткульской свиты ($N_1^{1-2}$). Запасы нефти по категории $C_1$ равны 1,2 млн т, по $C_2$ – 0,3 млн т. Прогнозные ресурсы – 5 млн т.

В том же бассейне обнаружено два газоконденсатных месторождения метанового состава – Западно-Озерное и Верхне-Телекайское.

Западно-Озерное находится в центральной части южной геологической зоны Анадырского ОБ. Залежи газа приурочены к песчаникам озернинской свиты ($N_1^{2-3}$). Запасы по категории $C_1$ составляют 5 млрд $м^3$ и по $C_2$ – 1,8 млрд $м^3$, что соответствует 6,8 млн т условного топлива.

В Верхне-Телекайском месторождении запасы метанового газа с тяжелыми гомологами (от 6 до 32% об.) приурочены к верхам собольковской свиты ($N_1^1$). Запасы газа по категории $C_1$ – 1,9 млрд м$^3$, $C_2$ – 1 млрд м$^3$.

Таким образом, Анадырский ОБ относится к нефтегазоносным. Разведанные месторождения нефти и газа незначительны по запасам, но их геоинформационная роль велика, так как они указывают на высокие перспективы нефтегазоносности беринговоморского шельфа.

*Бассейны дейтероорогенного типа.* Данный тип ОБ приурочен к наложенным орогенным впадинам и прогибам, возникновение и развитие которых непосредственно не связано с геосинклинальной предысторией складчатой области. К ним относятся мелкие послегеосинклинальные, часто угленосные впадины, выполненные породами верхнего мела, палеогена, миоцена, – Аркагалинская, Эльгено-Буюндинская, Омсукчанская, Балыгычано-Сугойская и др. Такого же типа и Ямско-Тауйский бассейн, наиболее изученный в нефтегазоносном отношении.

Ямско-Тауйский ОБ состоит из системы грабенов и мульд, наложенных на структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Выполняющие бассейн отложения датируются олигоценом, ранним и средним миоценом [12, 15]. Они представлены породами речного и озерно-болотного происхождения: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с пластами бурых углей. В верхнемиоценовых отложениях преобладают пески и песчаники с прослоями конгломератов, бурых углей и лигнитов, а в плиоцен-четвертичных – пески, гравий, галечники. Общая мощность осадочного чехла в Кавинско-Тауйской впадине до 2500 м, из которых около 2000 м занимают осадки олигоцена – среднего миоцена. В других объектах ОБ в пределах суши мощность осадочного чехла меньше указанных величин.

Возможно, к Ямско-Тауйскому следует отнести ОБ шельфа Тауйской губы, так как есть предпосылки считать некоторые прибрежные впадины (Нижне-Арманскую, Магаданскую, Мелководнинскую) наземными частями более крупной структурной единицы, южная часть которой продолжается на шельфе Охотского моря. По результатам интерпретации геофизических данных мощность осадочного чехла в ней до 5000 м [17].

Максимальная степень катагенетической преобразованности пород (до $МК_1$) отмечена в олигоценовых слоях на глубине более 1000 м в Кавинско-Тауйской депрессии. Органо-геохимические показатели соответствуют катагенетической преобразованности начальной стадии мезокатагенеза. В алевролито-глинистых породах (градации $ПК_1$-$ПК_2$) содержится от 0,1 до 7,6% $C_{нк}$, выход ХБ составляет от 0,03 до 0,13%, УВ в ХБ – от 0,4 до 18%, в среднем 2,1%. По данным инфракрасной спектрометрии и элементного анализа, органическое вещество – гумусовое и сапропелево-гумусовое. Осадочные отложения, измененные в градациях $ПК_2$-$ПК_3$, содержат $C_{нк}$ от 0,5 до 4,7%, медиана – 1,25%, количество ХБ – до 0,33%, содержание углеводородов в ХБ в среднем 29,4%. Породы, катагенетически измененные в градациях $ПК_2$-$МК_1$, характеризуются распределением $C_{нк}$ от десятых долей до 3,5%, содержание ХБ от 0,008 до 0,094%, медиана – 0,026%. Отчетливо проявлены миграционные перемещения подвижных компонентов ХБ, что иллюстрируется низким содержанием гетероэлементов в органическом веществе (< 5%), высокой концентрацией УВ (> 60% в ХБ), преобладанием среди УВ насыщенных соединений.

В гидрогеологическом отношении Ямско-Тауйский ОБ изучен плохо. Известно, что в его наземной части до глубины обычно 100–180 м породы проморожены. С подошвой многолетнемерзлых пород контактируют гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,2–0,3 г/л. С глубиной содержание растворенных солей возрастает и в Кавинско-Тауйской впадине достигает 2 г/л на глубине 700 м. При вхождении пород в зону позднего протокатагенеза $ПК_3$ при возрастании роли гидрослюд в минеральном составе глинистой фракции минерализация подземных вод уменьшается до 0,66 г/л на глубине около 1000 м. Вариации в количестве растворенных солей вызваны изменениями в содержаниях гидрокарбоната и карбоната натрия.

Газогеохимическая зональность бассейна не изучена. В пределах его площади известны поверхностные проявления газа метанового состава с примесью этана с концентрацией не более сотых долей % об. В целом можно говорить о достаточно высоком потенциале материнских пород как для газо-, так и для нефтеобразования и о наличии условий его накопления на глубине более 1,5–2 км. Площади возможной нефтеносности и масштабы залежей определяются пространственным расположением и объемом пород участков бассейна с глубиной погружения подошвы кайнозойских отложений 2 км.

*Бассейны платформенного типа* связаны с обширными областями прогибания в прибрежных зонах дальневосточных морей – Восточно-Сибирского, Чукотского и Охотского. Арктические ОБ с эпимезозойским чехлом – Лаптевско-Янский, Тастахский, Северо-Колымский, Новосибирский, Чаунский, Лонго-Чукотский. Большая часть их площади находится в морских акваториях. В геологическом, геохимическом и гидрогеологическом отношениях эти ОБ изучены очень плохо. Согласно геофизическим данным, им свойственны слабоконтрастная тектоника, неоднородность и многоярусность осадочного вы-

полнения, вызванная тем, что молодой чехол перекрывает разнообразные тектонические элементы доплитной стадии развития: дейтероорогенные грабены, протоорогенные и позднегеосинклинальные впадины мезозоид, складчатые геосинклинальные комплексы и срединные массивы [12]. Перспективы нефтегазоносности связаны преимущественно с основанием плитного комплекса и погребенными под ним дейтеро-, прото- и позднегеосинклинальными формациями, местами и с комплексом основания бассейнов.

Северо-Охотский ОБ, выполненный кайнозойскими осадками, расположен на шельфе северной части Охотского моря. Отложения кайнозоя здесь несогласно перекрывают разнородные структурные элементы – подводные продолжения Охотского массива, Кони-Тайгоносской складчатой системы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [12, 14]. По данным бурения параметрических скважин в осадочном чехле выделяются четыре комплекса: грубообломочный средне-позднемиоценового возраста мощностью до 500 м, кремнисто-глинистый олигоцен-раннеплиоценовый мощностью около 2000 м, терригенный эоцен(?)-олигоценовый мощностью около 400 м и вулканогенный, предположительно позднемеловой – фундамент ОБ. По геофизическим данным, общая мощность пород осадочного выполнения бассейна достигает 6–7 км. Степень катагенетической преобразованности изученных кайнозойских отложений от $ПК_1$ до $МК_2$. Содержание $С_{нк}$ в тонкозернистых породах от 0,16 до 2,23%, среднее – 1,1%. Наиболее обогащены $С_{нк}$ отложения в зоне мезокатагенеза. Для ХБ свойственно преобладание асфальтово-смолистых компонентов (38,1–89,3%, среднее 70,6%). Содержание УВ в хлороформенном битумоиде растет с глубиной от 10–5 до 50–60%. Среди УВ преобладают метаново-нафтеновые соединения. В составе органического вещества велика доля алиновой составляющей. Генерационный потенциал в среднем 1090 г/т УВ при колебаниях от 200 до 2100 г/т УВ. В целом кайнозойский разрез характеризуется высокими нефтематеринскими возможностями. Сведений о газовой и гидрогеохимической зональностях нет. По электрокаротажным материалам можно судить о схожести минерализованных подземных вод по составу и содержанию микрокомпонентов в двух верхних комплексах пород с современной морской водой.

Таким образом, приведенные данные по геологическому строению, геохимии органического вещества, составу газов и подземных вод кайнозойских ОБ свидетельствуют о том, что в составе пород осадочного выполнения преобладают глинистые, терригенные и кремнистые породы, которые при соответствующем уровне катагенеза могут быть газоматеринскими и удовлетворительными нефтематеринскими. Более высокими нефтепроизводящими способностями обладают кремнистые и кремнисто-глинистые образования. Во всех случаях относительно повышенными концентрациями органического вещества и углеводородов отличаются отложения эоцен – олигоценового возраста. В.В. Иванов с соавторами [13] объясняют это тем, что отложения среднего и верхнего палеогена формировались в эпоху максимума морской трансгрессии и планации суши. В этих же бассейнах есть условия для аккумуляции и сохранения залежей нефти и газа. Определить прогнозные ресурсы этих залежей в вышеуказанных ОБ можно, используя прямую зависимость между площадями ОБ, мощностями и объемами их осадочных чехлов, органо-геохимическими характеристиками пород и ресурсами УВ. Выполненные расчеты по наиболее перспективным бассейнам отражены в таблице 1.

Приведенные в таблице 1 величины ресурсов УВ, при всей субъективности и слабой обоснованности использованного метода подсчета, характеризуют порядок возможных запасов углеводородного сырья в ОБ и позволяют выделять среди них наиболее привлекательные для организации поисков нефти и газа. По плотности запасов нефти наиболее перспективными являются Хатырский ОБ в Чукотском АО, Северо-Охотский ОБ в Магаданской области и Лаптевско-Янский ОБ в Республике (Саха)Якутия.

## УГЛЕНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В настоящее время ископаемые угли региона являются единственным реально используемым видом топливно-энергетических ресурсов. Всего за период геологического освоения СВ России, примерно за 70 лет XX века, здесь открыто около 100 месторождений каменных и бурых углей. Первые угленосные отложения были обнаружены в верхнепермских образованиях, но сейчас они имеют скорее научный интерес, нежели промышленный. По данным Г.Г. Попова [4, 5], наиболее значительные залежи углей формировались в раннемеловое время и до неогена включительно.

По качеству угли СВ России весьма разнообразны – от антрацитов до бурых. Как правило, нижнемеловые угли – от антрацитов до длиннопламенных, верхнемеловые – газовые, длиннопламенные до переходных к бурым. Палеогеновые и неогеновые угли – бурые, от землистых до переходных к каменным. В таблице 2 приведены данные о запасах углей СВ России по наиболее значимым площадям и месторождениям. При более высокой степени геологической изученности возможно открытие новых месторождений. Описания наиболее экономически важных угленосных площадей приведены ниже.

**Таблица 1. Характеристика и сырьевой потенциал осадочных бассейнов на СВ России (с использованием данных ВНИГРИ, МГУ).**

| Осадочные бассейны | Площадь, тыс. км² | | Объем осадочного выполнения, тыс. км³ (общий) | Ресурсы УВ: Геологические / извлекаемые | |
|---|---|---|---|---|---|
| | на суше | на шельфе | | нефть, млн т | газ, млрд м³ |
| ОБ геосинклинального типа | | | | | |
| Хатырский | 4,0 | 23,0 | 81,0 | 650/200 | 465/396 |
| Олюторский | 12,0 | 14,0 | 70,0 | 190/190 | 200/160 |
| ОБ протоорогенного типа | | | | | |
| Анадырский | 19,0 | 38,0 | 170,0 | 713/210 | 712/606 |
| Пенжинский | 28,0 | 3,0 | 60,0 | 90/26 | 142/120 |
| Пусторецкий | 10,0 | | | | 82/70 |
| Индигиро-Зырянский | 70,0 | | 530,0 | 2500/700 | 1400/1100 |
| ОБ дейтероорогенного типа | | | | | |
| Ямско-Тауйский | 7,0 | 5,0 | 18,0 | 18/6 | 22/16 |
| ОБ платформенного типа | | | | | |
| Лаптевско-Янский* | 110,0 | 180,0 | 700,0 | 3100/1100 | 2000/1700 |
| Новосибирский | 260,0 | 1500,0 | 5000,0 | 13000/6000 | 6000/5400 |
| Лонгско-Чукотский | 5,0 | 220,0 | 350,0 | 1400/650 | 3000/2500 |
| Северо-Охотский | | 150,0 | 600,0 | 5600/1500 | 3600/300 |
| Всего | 525 | 2133,0 | 7579,0 | 27261/10582 | 17623/12368 |

*До меридиана устья р. Лены.

**Таблица 2. Запасы углей Северо-Востока России по данным Северо-Восточного геологического управления [4, 5].**

| Угленосные площади, месторождения | Общие геолог. запасы, млрд. т | В том числе балансовые | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Всего | По степени метаморфизма | | | | |
| | | | А+Г | ПС+К+ПЖ | Г | Д | Б |
| Индигиро-Зырянская | 102,6 | 81,3 | | 81,3 | | | |
| Анадырская | 67,3 | 67,3 | | | | 32,1 | 35,2 |
| Аркагалинская | 1,1 | 0,7 | | | | 0,7 | |
| Чаун-Чукотская | 1,3 | 1,3 | | 1,3 | | | |
| Омсукчанская | 2,9 | 2,6 | 2,6 | | | | |
| Охотская | 10,0 | 2,4 | | | | | 2,4 |
| Авековское месторождение | 13,9 | 5,5 | | | | | 5,5 |
| Эльгенское месторождение | 2,4 | 2,4 | | | | | 2,4 |
| Омолонская | 0,6 | 0,6 | | | 0,6 | | |
| Всего | 202,1 | 164,1 | 2,6 | 82,6 | | 33,3 | 45,5 |

*Индигиро-Зырянская угленосная площадь* находится в пределах Республики Саха (Якутия) вблизи границы с Магаданской областью.

Угленосные отложения представлены зырянской осадочной серией раннемелового возраста суммарной мощностью около 8700 м. Всего в этом разрезе содержится более 100 пластов углей мощностью обычно до 2 м, но есть отдельные слои мощностью до 7 м. Степень метаморфизма углей отражена в таблице 2.

Наиболее полно изучено качество углей эксплуатируемого Зырянского месторождения. Средняя по месторождению зольность углей – 13,2%, рабочая влажность – 8%, содержание общей серы – 0,3%, выход летучих – 32%, содержание углерода в пределах 85–87%, водорода – менее 6%, т.е. угли близки к марке Ж. Их теплотворная способность в среднем 35,3 тыс. кДж/кг. Угли способны коксоваться и давать крепкий металлургический кокс в смеси с отощающими добавками.

*Анадырская угленосная площадь* расположена в Чукотском автономном округе. Угленосными являются отложения верхнего мела и палеогена общей мощностью до 5000 м. В пределах этой площади важное экономическое значение имеют угли Анадырского и Беринговского месторождений.

Анадырское месторождение примыкает к черте г. Анадырь, находясь на побережье одноименного залива Берингова моря. Угли палеогенового возраста слагают семь рабочих пластов мощностью 1,0–14,55 м. По степени метаморфизма они бурые и переходные к каменным. Их качество характеризуют следующие показатели: влажность – от 15,5 до 22,6%, зольность – от 6,8 до 27,8%, сера общая – от 0,13 до 2%, выход летучих – 44–51%, теплотворная способность – 28,5–31,6 тыс. кДж/кг, содержание углерода – до 81,2%, водорода – до 6,3%.

Беринговское месторождение находится на берегу б. Угольная Анадырского залива. Угли позднемелового и палеогенового возраста. Мощность рабочих пластов до 2,5 м. Угли гумусовые, по степени метаморфизма вне зоны выветривания относятся к газовым (марка Г). Качество верхнемеловых углей характеризуется средними показателями: зольность – 21,0%, сера общая – 70,0–74,0%, выход летучих – 31,0%, теплотворная способность – 34 тыс. кДж/кг. Содержание углерода – 79,0%, водорода – 5,1%. Палеогеновые угли отличаются меньшей зольностью (средняя 11,5%), большим выходом летучих компонентов (средний 44,0%) и большей теплотворной способностью – 34,6 тыс. кДж/кг. Содержание углерода в них – 81,0%, водорода – 5,9%. По данным института “Ленгипрошахт”, беринговские угли легко обогатимы и пригодны для коксования при условии снижения в них содержания сульфидной серы.

*Аркагалинская угленосная площадь* принадлежит Магаданской области. Она располагается в бассейне р. Аркагалы в пределах водосборной площади верховьев р. Колымы. Угленосными являются терригенные отложения раннемелового возраста общей мощностью 500–600 м. На долю угольных пластов приходится от 9–12 до 22–26% приведенной мощности осадков. Все угли гумусовые, степень углефикации от длиннопламенных (Д) до газовых (Г). Качество газовых углей одной из шахт (Кадыкчанской) характеризуют следующие показатели: средняя зольность – 11,0%, содержание влаги – 14,3%, общей серы – 0,41%, выход летучих – 38,0%, теплотворная способность – 31,5 тыс. кДж/кг. Длиннопламенные угли разреза “Тал-Юрях” имеют среднюю зольность 15,0%, содержание влаги – 16,0%, общую серу – 0,3%, выход летучих – 41,0%, теплотворную способность – 29,2 тыс. кДж/кг. Особенность аркагалинских углей из криолитозоны – наличие продуктов неполного окисления в виде органических кислот гумусовых и низкомолекулярных (уксусной, янтарной, щавелевой и др.) с содержанием до 5,0%. По данным лабораторных и промышленных испытаний, после полукоксования из аркагалинских углей может быть получено топливо, удовлетворяющее требованиям, предъявляемым к литейному коксу.

Из буроугольных месторождений, распространенных в дейтероорогенных впадинах на северном побережье Охотского моря, наиболее подготовлено для эксплуатации Ланковское. Средняя зольность его углей – 10%, влажность – 48%, содержание общей серы – 0,2%, теплотворная способность – 25,6 тыс. кДж/кг.

Таким образом, угли Северо-Востока России разнообразны по качеству и могут использоваться для разных хозяйственных целей, в том числе и для металлургического производства.

## ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Горючие сланцы как вид топливно-энергетических ресурсов на СВ России распространены крайне ограниченно. Известно только одно их проявление – Омолонское, расположенное в среднем течении р. Кедон. Оно приурочено к морским нижне- и среднетриасовым отложениям. Горючие (битуминозные) сланцы, по данным В.М. Завадовского (1951 г.), образуют прослои мощностью от 0,15 до 2,2 м среди темно-серых аргиллитов. Содержание органического вещества в сланцах – от 12,24 до 23,5%, зольность – от 76,5 до 87,8%. При полукоксовании сланцев выход смолы в среднем составляет 2,67%, газа – не более 7,75%, полукокса – от 85,7 до 94,3%. Запасы сланцев не подсчитаны.

## ТОРФОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Северо-Восток России относится к горным регионам. Тем не менее, здесь повсеместно распространены скопления торфов преимущественно мохового, травяно-мохового и травяного состава. Образованию их способствуют практически сплошное развитие многолетнемерзлых пород с глубиной сезонного протаивания, как правило, 1–1,5 м и преобладание осадков над испарением в летнее время года. В силу этого на равнинных и выположенных участках уровни подземных вод часто совпадают с дневной поверхностью и происходит их заболачивание. Наиболее активно торфообразовательные процессы проявились около 10 тыс. лет назад в начале голоценового оптимума. Торфяные ресурсы Северо-Востока РФ довольно значительны, но изучались они только в Магаданской области на юге региона. В 1944–1945 гг. торф некоторых месторождений применяли как топливо. В последующие годы торфяные месторождения разведывались для использования торфа в качестве удобрения. Всего разведано около 50 место-

рождений с общими запасами 51 млн т. Из них в 10 месторождениях сосредоточены 43 млн т торфа. Теплота сгорания торфов от 17100 до 25000 кДж/кг, или от 4200 до 6000 ккал/кг. Повышенная теплотворная способность свойственна пушицевым торфам, характеризующимся повышенной битуминозностью. Разведанные запасы соответствуют примерно 35 млн т условного топлива. Ресурсы их значительно превышают указанную величину, поэтому торф следует считать реальным видом топливно-энергетического сырья. Это утверждение может быть подкреплено и тем доводом, что торф, как и уголь, может стать источником получения синтетических жидких нефтепродуктов.

## О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОЛУЧЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКОЙ НЕФТИ

В последнее десятилетие во многих странах пробудился интерес к получению жидких нефтепродуктов (бензина, дизтоплива) из отходов нефтехимической и пищевой промышленности, прежде всего из парафина, углеводородных газов, углей и торфа. Наиболее известные способы ожижения углей и торфа – термохимический (гидрогенизация), пиролитический (полукоксование) и синтин-процесс (синтез Фишера – Тропша).

На СВ России изучались возможности получения жидкого моторного топлива из углей ряда месторождений. Исследования проводили О.В. Максимов в лаборатории бывшего Дальстроя, а также сотрудники ВНИИ по переработке нефти и газа и получению искусственного жидкого топлива. Сделан вывод о слабой способности длиннопламенных и газовых каменных углей к ожижению термохимическими способами. Изучение возможности газификации углей, подобных аркагалинским, во ВНИИ показало, что получаемый газ пригоден для изготовления моторного топлива. Генераторный газ имеет следующий состав, в % об.: CO – 23–29, $CO_2$ – 2–7, $H_2$ – 4–12, $CH_4$ – 2–4, $O_2$ – 0,5–0,28 [4].

Перспективны для получения синтетических нефтепродуктов бурые угли. При лабораторных опытах по гидрогенизации углей Эльгенского месторождения (бассейн среднего течения р. Колымы) получено, в %: бензина до 18, дизтоплива до 26, мазута до 47. Ожижение органической массы составляет 80–90%.

Аналогичные результаты были получены при экспериментальных ожижениях бурых углей Охотской угленосной площади (Ланковское, Мелководнинское и Авековское месторождения).

Экспериментальное изучение торфов в качестве источника жидкого топлива проведено нами в лабораторных условиях с использованием торфа со степенью разложения 34%. При пиролизе (температура 500°С) получено полукокса 39,3%, дегтя – 16,2%. Обращает на себя внимание повышенный выход дегтя, т.е. в определенных условиях торф может быть использован для получения жидких нефтепродуктов наиболее простым методом пиролиза.

В 1978 г. сотрудники СВКНИИ ДВО РАН Б.А.Клубов и В.Н.Воропаев подсчитали запасы жидкого моторного топлива в углях региона при условии получения его способом пиролиза и гидрогенизации (таблица 3).

Данные таблицы 3 ориентировочны, но, тем не менее, они свидетельствуют, что из буроугольных

**Таблица 3. Синтетический углеводородный потенциал буроугольных месторождений СВ России, млн т.**

| Угленосные площади, месторождения | Геолог. запасы угля | Запасы жидкого топлива | |
|---|---|---|---|
| | | При пиролизе | При гидрогенизации |
| Охотская | | | |
| всего, | 10000 | 1206,0 | 3699,0 |
| включая месторождения: | | | |
| Сигланское | 2676,0 | 320,0 | 865,0 |
| Мелководненское | 505,0 | 61,0 | 173,0 |
| Ланковское | 3048,0 | 370,0 | 1198,0 |
| Кухтуйское | 3115,0 | 375,0 | 1169,0 |
| Мареканское | 656,0 | 80,0 | 294,0 |
| Анадырская * | 24510,0 | 2941,0 | 17160,0 |
| Авековское | 13910,0 | 1669,0 | 4450,0 |
| Эльгенское | 2930,0 | 352,0 | 997,0 |
| Финиш и Тыганья (верховья р. Индигирки) | 250,0 | 30,0 | 110,0 |
| Всего | 51600,0 | 6198,0 | 26416,0 |

*Расчет проведен для углей марки Б до глубины залегания 300 м.

месторождений можно получать нефтепродукты в количествах не меньших, чем из месторождений нефти и газа с подсчитанными прогнозными и извлекаемыми запасами.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Условно этот вид ресурсов можно разделить на петро- и гидрогеотермические. Первые изучены сотрудниками Ленинградского горного института. Распределение их по площади в общем плане контролируется положением и строением специфических структур региона [3, 9]. Материалы этих исследователей, а также новые данные, полученные при бурении глубоких скважин (до 3500 м) в Корякско-Камчатской складчатой области [7], показывают, что наиболее высокие температурные градиенты свойственны разрезам осадочного чехла бассейнов геосинклинального и протоорогенного типов (до 4°С/100 м). Теплопроводность осадочных пород характеризуется примерным значением $3{,}5 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·сек·град).

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе в пределах полей распространения эффузивов мелового возраста термоградиенты изменяются от 2,7 до 3,4°С/100 м. В складчатых системах и зонах мезозоид, сложенных породами геосинклинальных формаций, геотермические градиенты в пределах 2,7–3,1°С/100 м и характерны для триасово-юрской песчано-глинистой толщи, имеющей теплопроводность от 5 до $7 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·сек·град). Сравнительно пониженные геотермические градиенты (2,2–2,6°С/100 м) наблюдаются в палеозойских породах, представленных метаморфизованными известняками, доломитами, песчаниками с теплопроводностью $(6{,}6–7{,}5) \times 10^{3}$ кал/(см·сек·град). Наиболее низкие геотермические градиенты (1,5°С/100 м) отмечены в толщах образований протерозойского и архейского возраста (кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и т.д.). Их теплопроводность наибольшая и достигает $8{,}5 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·сек·град).

Таким образом, на большей части площади региона существуют благоприятные условия для использования внутреннего тепла Земли в целях организации горячего водоснабжения, отопления, выработки электроэнергии.

Совершенно новое направление использования внутреннего тепла Земли для выработки электроэнергии представляет предлагаемая нами схема, использующая энергоноситель – жидкость, испаряющуюся при температуре до 40–50°С (аммиак, гомологи метана, фреоны и т.д.), которая может циркулировать в замкнутой схеме: поверхность – земные недра. Конденсация энергоносителя происходит на земной поверхности в специальных кондиционерах при отрицательных зимних температурах. Жидкий носитель самотеком поступает по скважине в недра, где за счет внутреннего тепла Земли нагревается и превращается в газ, который силой собственного давления выталкивается по параллельной скважине на дневную поверхность. Кинетическая энергия газового потока превращается в специальных установках в электрическую, затем газ снова конденсируется за счет охлаждения, и цикл повторяется. По этому принципу проектируют электростанции, использующие разницу в температурах воды на поверхности моря и в его глубинах. Эта разница в морях не превышает 30°С, в условиях региона её можно удвоить, увеличив, соответственно, и КПД установки. Возможно аккумулировать энергию ветроустановок в недрах Земли с последующим самонагревом закачиваемого воздуха и увеличением давления в емкости. При подобном использовании ресурсов тепла земных недр могут эксплуатироваться как экзо-, так и эндогенные источники энергии.

Гидротермические ресурсы региона характеризуются прежде всего величинами вероятных суммарных расходов термальной воды источников и скважин. Причем термальной в условиях СВ России мы считаем подземную воду, имеющую естественную температуру выше наибольшей средней за теплый период года, т.е. выше +15°С. Всего в регионе известны 24 термальных источника, 7 из которых находятся на охотоморском побережье, 2 – в бассейнах рр. Колымы и Индигирки (Тальский, Сытыган-Сылба), 14 – на Чукотском полуострове и 1 – на п-ове Говена (южная окраина Корякского нагорья). Температура воды в источниках от 21 до 95°С. Дебиты источников от 0,2 (Кивакский на Чукотке) до 70 л/с (Беренджинский на побережье Охотского моря и Мечигменский на Чукотке). Суммарное количество тепла, выносимого источниками в сутки, достигает 2 млн ккал, что равноценно тепловой энергии, получаемой при сжигании примерно 300 т условного топлива, или 110 тыс. т условного топлива из расчета годового производства. В настоящее время разведаны запасы и изучены бальнеологические свойства Тальских, Мотыклейских, Таватумских, Уэленских, Чаплинских источников. Однако утилизируется тепло только Тальских источников, частично Таватумских (оба в Магаданской области), Чаплинских и Лоринских на Чукотке. Примером комплексного использования ресурсов термальных источников может быть курорт “Талая”, по праву считающийся одним из лучших северных курортов.

При бурении нефтегазопоисковых скважин были получены фонтаны термальной воды. Так, при опробовании скв. 25 в центральной части Анадырского ОБ из интервала 1108–1128 м изливалась хлоридная натриевая вода с минерализацией 5,8 г/л и температурой +35°С. Дебит самоизлива 216 м$^3$/сут,

или 2,5 л/с. У предгорий хр. Рарыткин скв. 18 на глубине 1043 м вскрыла напорные слабосоленые воды (минерализация 1,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый), имеющие температуру +30°С. Дебит самоизлива 15 м$^3$/сут. Температура подземных вод в пределах этого же бассейна на глубине 2697 м (скв. 6) равна 110,8°С. Следовательно, есть реальная возможность самоизливом получать воду с температурой в 30–35°С и более в ОБ с глубины 1000–1200 м для использования её, например, при выращивании овощей, отоплении животноводческих ферм и т.д.

В целом, резюмируя вышесказанное, можно утверждать, что топливно-энергетические ресурсы региона потенциально огромны. Так, только на шельфе севера Охотского моря, примыкающего к территории Особой экономической зоны в Магаданской области, прогнозные ресурсы нефти оцениваются примерно в 1 млрд т, из них извлекаемые – около 300 млн т, а газа – более 800 млрд м$^3$. Ресурсы жидкого углеводородного сырья в пределах всего Северо-Охотского бассейна составляют 5,6 млрд т, из которых 1,5 извлекаемые. Общие же ресурсы нефти на СВ России превышают 27 млрд т, из которых 10,5 относятся к категории извлекаемых. Еще 26,4 млрд т жидкого топлива (синтетической нефти) может быть получено методом гидрогенизации буроугольного сырья. Значительны прогнозные ресурсы углей всех марок, только балансовые запасы которых превышают 164 млрд т.

Для удовлетворения относительно небольших потребностей в теплоэнергетическом сырье удаленных поселков, фермерских хозяйств и мелких производств можно использовать распространенные на СВ России запасы торфов и внутреннее тепло Земли, прежде всего гидротермическую энергию.

Исключительно важным представляется проведение дальнейших исследований проблем масштабного получения и комплексного использования тепловой энергии недр Земли, гидро- и ветроэнергетических ресурсов, а также климатических особенностей региона. Последнее связано с длительным (от 6-7 до 9 мес) холодным периодом года и устойчивой ветреной погодой на морских побережьях, особенно зимой. Авторы убеждены, что на Севере в хозяйственных целях могут быть эффективно использованы наиболее непривлекательные для человека погодные режимы. Жестокий, холодный климат региона может и должен быть использован во благо проживающего здесь населения. Холод – это тот редкий вид энергетических ресурсов, о необходимости восполнения которого население северных территорий может не тревожиться еще многие столетия.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мотовилов Ю.В., Тютрин И.И. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки // Геология и геофизика. 1983. №10. С.115–118.
2. Бурлин Ю.К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 200 с.
3. Вайнблат А.Б., Максимов В.М., Скакун А.П. Геолого-гидрогеотермические условия строительства систем извлечения тепла Земли в северо-восточных районах СССР // Тепломассообмен и гидродинамика в подземных коллекторах. Киев: Наук. думка, 1974.
4. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.10: Угольные бассейны и месторождения Северо-Востока СССР и Камчатки. М.: ГосНТИ, 1962. 404 с.
5. Геология СССР. Т 10: Северо-Восток СССР. Ч. 2. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1983. 264 с.
6. Гидрогеология СССР. Т 26: Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1972. 296 с.
7. Глотов В.Е. Условия формирования термальных вод в осадочных бассейнах Северо-Восточной Азии // Тихоокеанский XIV научный конгресс. Ком. В. Твердая оболочка Земли. Секция В VII. Энергетические ресурсы Тихого океана: Тез. докл. М.: Наука, 1979. С. 27–28.
8. Гнибиденко Г.С. Перспективы нефтегазоносности окраинных морей Дальнего Востока // Материалы 2-го координационного совещания по изучению шельфовых зон дальневосточных и восточно-арктических морей как источника минерального сырья. Т.2. Ч.I. Нефтегазоносность. Магадан, 1977. С.108–118.
9. Дядькин Ю.Д., Парийский Ю.М., Вайнблат А.Б., Романов В.А. Исследование и разработка рациональных систем извлечения и использования тепла, аккумулированного глубинными слоями земной коры в районах Крайнего Севера и Северо-Востока СССР // Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973. С. 43–51.
10. Иванов В.В., Клубов Б.А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1979. 147 с.
11. Иванов В.В. Нефтегазоносность осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С.131–136.
12. Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 208 с.
13. Иванов В.В., Гревцев А.В., Щербань О.В. Седикахиты осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1988. 168 с.
14. Крылов Н.А., Бурлин Ю.К., Лебедев Л.И. Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 246 с.
15. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Сост.: Арчегов В.Б., Берсон Г.Л., Воронков Ю.С. и др. Л.: Недра, 1987. 263 с.
16. Трофимук А.А., Шило Н.А., Иванов В.В. Нефтегеологическое районирование Северо-Востока СССР и при-

легающего шельфа // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 3–22.
17. Шило Н.А., Анкудинов Л.А., Бабкин П.В. и др. Новые данные о структуре и перспективах нефтегазоносности Ямско-Тауйской системы рифтоподобных впадин (на примере Кавинско-Тауйской) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 4. С. 961–964.

*Поступила в редакцию 19 февраля 2000 г.* *Рекомендована к печати В.Г.Моисеенко*

***V.I. Goncharov, V.Ye. Glotov, A.V. Grevtsev***

## Mineral and fuel energy potential of Northeastern Russia

The results of investigations into the problem of oil, gas and coal potential in Northeastern Russia are summarized in the paper. Qualitative and quantitative characteristics of the energy features of natural hydrocarbons, and also data on their location and distribution environments are given. Methods of possible production of liquid oil products from coals and the use of the inner heat of the Earth for the economic purposes are described. The predictive resource assessment of important for the regional economy fuel-and-energy mineral types is done: hydrocarbons, hard and brown coals, synthetic oil, peat, and thermal waters-. According to the authors' calculations, the geological resources of sedimentary basins of the region are the following: oil – 27,261 million ton, coal of all types - 202,1 billion ton, explored peat resources - 52 million ton. The synthetic hydrocarbon potential of brown coal deposits in the region with the use of the method of hydrogenation of coal reaches 26.4 billion ton. Geothermal resources are represented by petro- and hydrogeothermal ones. Thermal waters of sources and deep sedimentary basins with a temperature higher than 20°C are among the latter.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 47-60*

## *МОРФОТЕКТОНИКА*

УДК [551.4:551.24] (510+571. 61/.64)

# ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЛИНЕАМЕНТ АМУР – СУНГАРИ – ХУАНХЕ: МОРФОСТРУКТУРА, ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА

***А.П. Кулаков*, Е.А. Мясников*, С.М. Тащи*, Цю Шаньвень**, Ван Сыкуй***, Лю Юньлян***, Сун Чанчунь*****

**Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*
***Чанчуньский институт географии АН КНР, г. Чанчунь, КНР*
****Чанчуньский университет наук и технологий, г. Чанчунь, КНР*

Проведены совместные российско-китайские морфоструктурные исследования в пределах крупной разломной зоны восточной окраины Азии – линеамента Амур – Сунгари – Хуанхе (ЛАСХ), протягивающейся более чем на 3000 км по территории Восточного Китая и юга Дальнего Востока России. Составлена морфоструктурная картосхема линеамента, изучены основные черты его строения, особенности эволюции и геодинамики. Выявлена серия кольцевых морфоструктур (КМС) различного типа и ранга, пространственно и генетически связанных с ЛАСХ, установлены определенные закономерности их строения и эволюции. Районы, отличающиеся повышенной геодинамической (в том числе сейсмической) активностью, представляют собой участки пересечения линеамента с концентрическими глубинными разломами гигантских КМС. Полученные материалы позволяют сделать вывод о том, что ЛАСХ существует с палеозоя и развивался унаследованно, с неоднократными фазами тектоно-магматической активизации на фоне длительного геологического процесса растяжения земной коры восточной окраины континента. Главные черты его современного морфоструктурного облика созданы в позднем мезозое и кайнозое, когда одновременно с интенсивным тектоническим погружением впадин окраинных морей Востока Азии были сформированы системы крупных депрессий (Бохайвань, Саньцзян-Среднеамурской и др.) и множество более мелких рифтогенных структур в зоне линеамента.

***Ключевые слова:*** **трансрегиональный линеамент, кольцевые морфоструктуры, геодинамика, Восток Китая, юг Дальнего Востока России.**

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы проведены совместные российско-китайские морфоструктурные исследования, направленные на изучение линеамента Амур – Сунгари – Хуанхе. Эта трансрегиональная разломная зона северо-восточного простирания протягивается более чем на 3000 км – от нижнего течения р. Хуанхе через Бохайское море, Ляодунский залив, впадину Ляохе, далее вдоль долин рек Сунгари и Нижнего Амура на Северный Сахалин и, очевидно, продолжается во впадину Охотского моря. Ширина линеамента изменяется от 100–200 км до 300–400 км. Предположения о существовании этой зоны и отдельных ее участков ранее высказывались неоднократно. Так, еще в 50-х–60-х годах прошлого века при геологических съемках в бассейне Нижнего Амура была выявлена серия субпараллельных крупных разломов северо-восточного простирания, проходящих вдоль русла реки. В гравитационном поле региона установлена трансрегиональная Хингано-Сахалинская пограничная зона, протягивающаяся с верховьев р. Биджан в низовья Амура и далее на Северный Сахалин, а в магнитном поле – ступени и цепочки аномалий такого же простирания [2]. В 70-е годы появились

космические снимки территории Дальнего Востока, и В.В. Соловьев [58], используя эти материалы, впервые выявил Амуро-Гиринский линеамент в пределах Восточно-Азиатской (Амурской – по М.Г. Золотову [24]) кольцевой мегаструктуры. Он протягивается от Ляодунского залива к нижнему течению р. Сунгари, а затем вдоль долины Нижнего Амура к берегу Охотского моря.

В последующие годы многие российские и китайские исследователи высказывали мнение о том, что главные разломы системы Тан-Лу, известные в Северо-Восточном Китае, продолжаются по территории России [9, 12, 25–27, 43, 45, 46, 55, 62, 68–70, 80, 81]. Наконец, на недавно изданной геологической карте Приамурья и сопредельных территорий [16] также показана рифтогенная Танлу-Охотская система впадин и базальтовых покровов, которая протягивается от залива Бохай на юге до Охотского моря на севере. Все эти материалы послужили основанием для организации и проведения региональных морфоструктурных работ, задача которых заключалась в том, чтобы на основе широкого использования материалов космических съемок и современной методики морфоструктурного анализа проверить существование крупной разломной зоны, протягивающейся по территории Северо-Восточного Китая и российского Приамурья, выявить основные черты ее строения и эволюции и составить морфоструктурную картосхему линеамента.

Морфоструктурные исследования выполнялись по методике, которая в течение многих лет применялась и совершенствовалась в условиях Дальнего Востока и предусматривает комплексное использование аэрофото- и космических снимков, топографических карт, геоморфологических, геологических и геофизических материалов, а также полевые работы на «ключевых» участках. При региональных морфоструктурных работах такого ранга, когда протяженность разломной зоны превышает 3000 км, а общая площадь приближается к 1 млн км$^2$, особенно важную роль играли космические снимки региона. Были использованы телевизионные космические снимки с отечественных спутников серий «Метеор» и «Космос», контактные и увеличенные фотоснимки, полученные с помощью космических фотосистем, американские космоснимки системы LANDSAT и составленные на их основе фотокосмические карты территории Китая [78, 79].

В работах принимали участие сотрудники лаборатории геоморфологии Тихоокеанского института географии ДВО РАН, Чанчуньского института географии АН КНР и Чанчуньского университета наук и технологий.

## ЛИНЕАМЕНТ АМУР – СУНГАРИ – ХУАНХЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОКА АЗИИ

Линеамент Амур – Сунгари – Хуанхе (ЛАСХ) был сформирован и развивался на фоне других региональных морфоструктур восточной окраины Азии, оказывая определенное влияние на эти мегаструктуры и испытывая воздействие с их стороны. Поэтому кратко рассмотрим наиболее существенные черты строения и эволюции высокопорядковых региональных морфоструктур окраины континента, так или иначе связанных с ЛАСХ.

Главными мегаморфоструктурами восточной окраины Азии являются гигантские кольцевые морфоструктуры (2500–4000 км в диаметре) и трансрегиональные разломные зоны – линеаменты (протяженностью до 1000–3000 км). Кольцевые морфоструктуры (мега-КМС) на Востоке Азии были впервые выявлены и изучены М.Г. Золотовым [24] и В.В. Соловьевым [58]. Дальнейшие исследования позволили уточнить их границы, особенности геолого-геоморфологического строения, а также выявить серию таких образований по всей восточной окраине континента и установить определенные закономерности их строения и эволюции [31–33, 39–41, 64, 72–74 и др.]. Мега-КМС разделены на два класса – материковые и окраинно-материковые, которые различаются по строению земной коры и особенностям морфоструктурной эволюции. Материковые мега-КМС (Яно-Колымская, Алданская, Амурская, Восточно-Китайская) в рельефе региона выделяются как сводовые поднятия, с системами дуговых горных хребтов по периферии и относительно сниженным (низкогорным и равнинно-холмистым) рельефом в центральных районах. Окраинно-материковые мега-КМС (Берингийская, Охотская, Япономорская, Корейская, Малайская, Сиамская) охватывают впадины окраинных морей и являются структурами тектонического погружения.

Для всех мега-КМС восточной окраины Азии характерна система глубинных радиально-концентрических разломов, которая образует их «каркас» и контролирует пространственное положение разновозрастных геологических комплексов, морфоструктур более низкого ранга, особенности вещественного состава конформных магматических комплексов и минерагеническую специализацию. Это убедительно показал М.Г. Золотов [24] на примере Амурской мега-КМС. Исследованиями последних лет установлено [38, 50, 51, 53], что большинство мезозойско-кайнозойских металлогенических зон Амурской рудно-магматической системы концентрируется в ее внешней «кольцевой» зоне. Здесь сосредоточено 60% металлогенических зон и 50% известных рудных месторождений.

Мега-КМС представляют собой региональные иерархические системы наиболее высокого ранга. В каждой из них располагается множество «сателлитных» кольцевых морфоструктур различного типа и ранга, размеры которых изменяются от 10–20 км до 500–800 км в диаметре. Они приурочены, как правило, к «узлам» пересечения крупных разломов и зон или же располагаются вдоль них. По мнению В.В. Соловьева [58], рассматриваемые мегаморфоструктуры Востока Азии относятся к категории «геоконов» и обладают глубокими мантийными «корнями». В то же время, Н.П. Романовский [50, 51, 53], изучавший кольцевые мегаморфоструктуры Тихоокеанского пояса как рудно-магматические системы, считает, что глубина проникновения корневых частей Амурской и подобных ей структур ограничивается астеносферным уровнем.

Предполагается, что материковые мега-КМС в архее–протерозое существовали как сводовые поднятия сложного строения, с преобладанием горного рельефа. В протерозое и палеозое произошло тектоническое погружение («оседание») центральных районов мегасводов, многие из которых превратились затем в крупные бассейны осадконакопления. Интенсивные восходящие движения и активный магматизм в палеозое и мезозое были характерны, в основном, для окраин мегаморфоструктур, а в центральных районах они проявлялись значительно слабее. Поэтому материковые мега-КМС приобрели форму гигантских «блюдец», которая сохранилась до наших дней. Окраинно-материковые мега-КМС прошли более сложный путь развития. В докембрии и палеозое они также представляли собой сводовые поднятия, но в мезозое и кайнозое испытали интенсивное тектоническое погружение, которое привело, в конечном счете, к формированию современных впадин окраинных морей. В нисходящие тектонические движения были вовлечены также морские окраины континентальных мега-КМС, что привело к общему длительному разрушению и погружению под уровень океана обширной территории окраины материка. Процесс продолжается вплоть до настоящего времени и оказывает значительное воздействие на геолого-геоморфологическое строение и геодинамику современной прибрежной зоны материка и жизнь населения [33, 72, 73]. Одновременно с погружением окраинно-материковых мега-КМС происходило воздымание систем островных дуг, образующих «океанические границы» мегаморфоструктур.

Очень важную роль играют так называемые «зоны интерференции», которые образовались при взаимном перекрытии окраин сопредельных мега-КМС. Установлено, что «зоны интерференции» отличаются повышенной «раздробленностью» и «проницаемостью» земной коры, для них характерны высокая тектоно-магматическая активность и так называемые «структуры встречных дуг», которые возникали и развивались в условиях очень сложных полей тектонических напряжений [19, 24, 28, 33, 58].

ЛАСХ пересекает несколько мега-КМС: окраинно-материковые Охотскую и Корейскую и материковые Амурскую и Восточно-Китайскую мегаструктуры (рис. 1). Мега-КМС и, прежде всего, свойственные для них системы концентрических глубинных разломов оказывали значительное воздействие на строение и развитие ЛАСХ. Взаимодействие дуговых разломов с ЛАСХ, которое продолжалось в течение их длительной геологической истории, обеспечило значительную «раздробленность» и «проницаемость» земной коры и ее «мозаичное» строение (бассейны Бохайвань и Саньцзян-Среднеамурский). Многие существенные черты современной инфраструктуры линеамента определяются спецификой эволюции мега-КМС, пересекаемых ЛАСХ.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ ЛИНЕАМЕНТА АМУР – СУНГАРИ – ХУАНХЕ

Комплексные морфоструктурные исследования выявили основные морфоструктуры, определяющие главные черты строения ЛАСХ, и позволили построить морфоструктурную картосхему линеамента масштаба 1:2 500 000. Южный сегмент линеамента представлен рифтогенным прогибом Бохайвань, который является частью Северо-Китайского осадочного бассейна, второго по значению нефтеносного района Китая. Прогиб Бохайвань – это депрессия северо-восточного простирания, которая охватывает акваторию Бохайского моря и прилегающие к ней с северо-востока и юго-запада впадины Ляохе и серию впадин бассейна нижнего течения р. Хуанхе. В этих границах протяженность бассейна приближается к 1000 км, а ширина – 100–200 км. В морфоструктурном отношении бассейн Бохайвань представляет собой систему грабенов и горстов, а общая мощность осадочных толщ достигает 4.0–9.0 км. Он относится к кайнозойским бассейнам типа растяжения и блокового опускания [43]. Главную роль играют разломы северо-восточного простирания. Минимальные глубины залегания поверхности Мохоровичича (30–32 км) в пределах бассейна соответствуют оси прогиба и полосой протягиваются на северо-восток (вплоть до г. Шеньян). Аналогичным образом ведет себя поверхность Конрада [66]. Тепловой поток в прогибе Бохайвань выше, чем в окружающих регионах. Вырисовывается «тепловой пояс» северо-восточного простирания, который хорошо коррелируется со структурой земной коры и верхней мантии [66]. Многие исследователи считают, что прогиб Бохайвань сформирован над огромным мантийным диапиром, что вызвало утонение коры и ее проседание вдоль

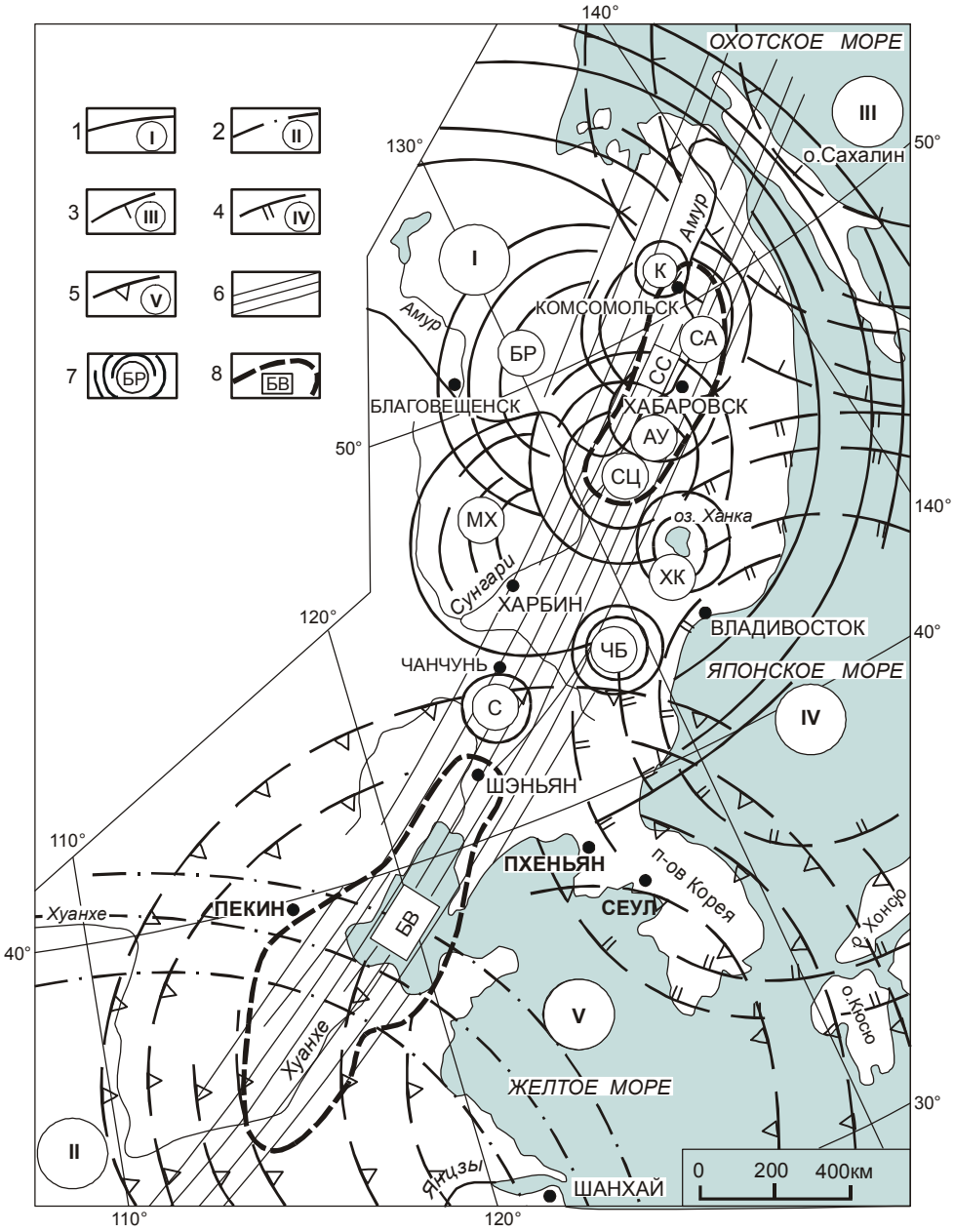



**Рис. 1.** Морфоструктурная схема линеамента Амур – Сунгари – Хуанхе.

Концентрические разломы гигантских кольцевых морфоструктур (мега-КМС) Востока Азии и их названия (1-5): материковые мега-КМС: 1 – Амурская, 2 – Восточно-Китайская; окраинно-материковые мега-КМС: 3 – Охотская, 4 – Япономорская, 5 – Корейская. 6 – разломы ЛАСХ. 7 – КМС: 2-го порядка (около 800 км в диаметре), «рассеченные» линеаментом (БР – Буреинская, МХ – Мало-Хинганская); 2-3-го порядка (от 120 до 300-500 км в диаметре), пространственно и генетически связанные с ЛАСХ (СЦ – Саньцзян, АУ – Амуро-Уссурийская, СА – Среднеамурская, С – Сипин, К – Комсомольская); другие: ХК – Ханкайская (д. 300 км), ЧБ – Чанбайшань (д. 300 км). 8 – рифтогенные прогибы: БВ – Бохайвань, СС – Саньцзян-Среднеамурский.

разломов под действием регионального растяжения. Установлена также генетическая связь некоторых магматических комплексов с мантией [25–27, 43].

От впадины Бохайвань ЛАСХ в виде серии субпараллельных разломов протягивается далее на северо-восток, в бассейн р. Сунгари. На этом участке, к северу от г. Шеньян, в геологической структуре и рельефе хорошо выделяются два крупных разлома, которые рассматриваются как «ветви» (Итун-Илань и Фушунь-Мишань) разлома Тан-Лу [80, 81 и др.]. В каждой из них выделяются серии субпараллельных разломов, приразломные грабены и горсты, покровы кайнозойских базальтов и другие особенности геологического строения. Рассматриваемые зоны уверенно дешифрируются на космокартах [78,79] и космических снимках разного масштаба. На территории, расположенной между ними (ширина ее постепенно увеличивается от 100–120 км на юго-западе до 180–200 км на северо-востоке), на космических снимках выявлены, а на многих геологических картах показаны [16, 68, 69, 71, 76, 77] ряд разломов северо-восточного простирания протяженностью в десятки и сотни километров. С ними связаны линейные интрузии пермских, юрских и меловых гранитоидов, грабены, выполненные осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами юрского, мелового и кайнозойского возраста, блоки и горсты палеозойских и докембрийских пород. Эта широкая зона от г. Хуадянь (верховья р. Иньмахе) на юге до равнины Саньцзян на севере в морфострук-

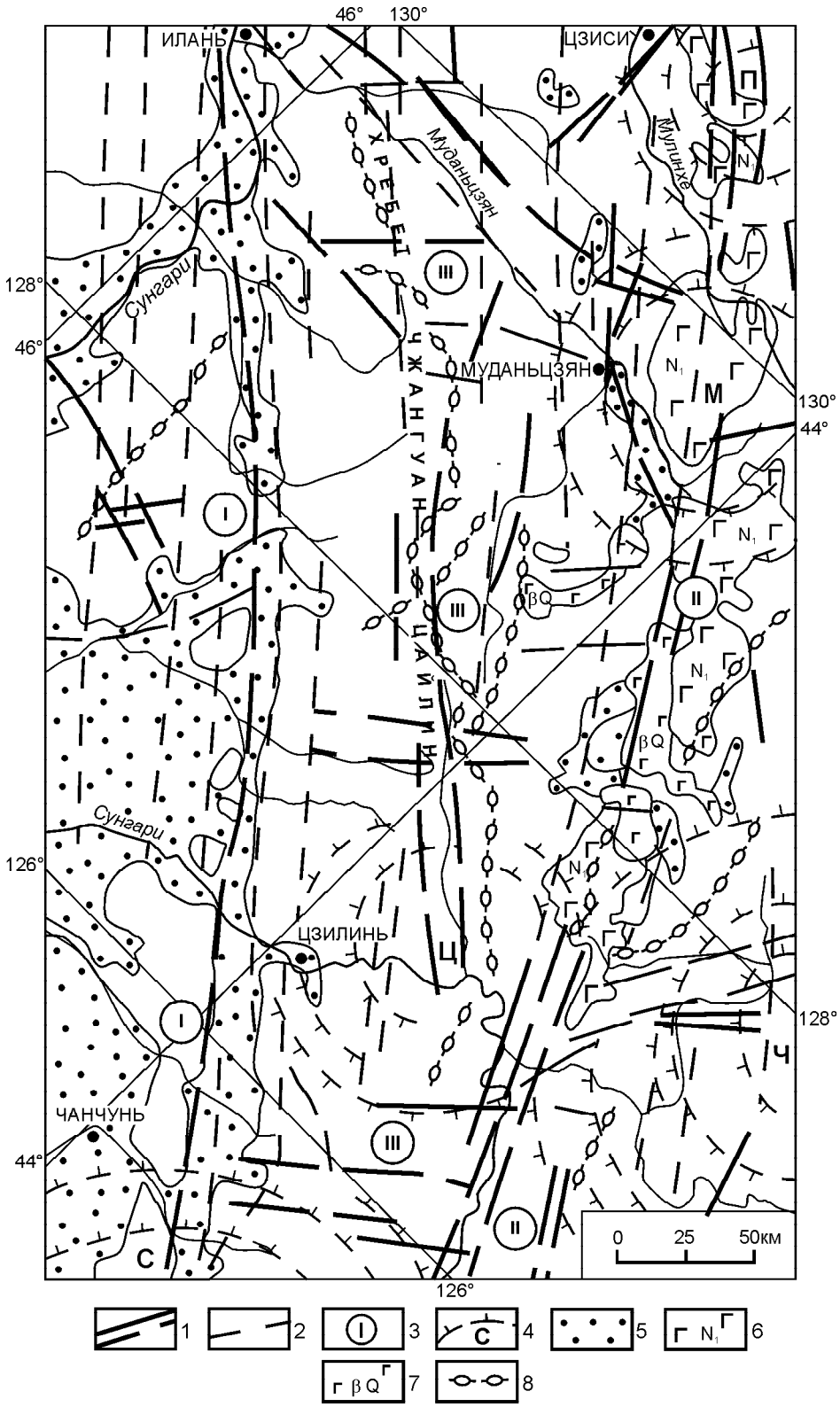



**Рис. 2.** Морфоструктурная схема региона Чанчунь – Цзиси (основа – по [16]).

1 – разломы, показанные на геологической карте; 2 – разломы, выявленные по морфоструктурным данным. 3 – региональные морфоструктуры: I – разломная зона Итун-Илань, II – разломная зона Фушунь-Мишань, III – линейно-сводовое поднятие Чжангуанцайлин; 4 – кольцевые морфоструктуры (КМС): С – Сипин (около 180 км в диаметре); Ч – Чанбайшань (д. около 300 км); М – Муданьцзян (д. 120 км); П – Пограничная (д. 100 км); Ц – Цзилинь (д. 110 км); 5 – кайнозойские отложения во впадинах; 6 – миоценовые вулканиты преимущественно основного состава; 7 – четвертичные базальты; 8 – осевые зоны хребтов.

турном отношении представляет собой сложно построенное линейно-сводовое поднятие, выраженное в рельефе системой низко- и среднегорных хребтов Чжангуанцайлин (рис. 2). Морфоструктурные и палеоботанические исследования [1], проведенные в пределах северного сегмента зоны Фушунь-Мишань, показали, что в кайнозое здесь отмечается явное преобладание растягивающих напряжений, что привело к формированию множества грабенов и интенсивному базальтовому вулканизму.

Бассейн Саньцзян-Среднеамурский, расположенный в северной части ЛАСХ, имеет северо-восточное простирание, протяженность около 700 км, при ширине 100–150 км, а по своему строению во многом сходен с прогибом Бохайвань. Для этого бассейна характерны «мозаичная» инфраструктура – сочетание множества разнообразных, преимущественно рифтогенных структур и морфоструктур (грабенов, горстов, линейных поднятий и прогибов, вулканогенных морфоструктур), а также значительные (от 500–1000 м до 3000–4000 м и больше) мощности морских и континентальных осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных отложений мезозойского (преимущественно мелового) и кайнозойского возраста [6–10, 25, 27, 43 и др.]. Исследователями отмечается «пестрый» литолого-фациальный состав отложений и довольно большая скорость осадконакопления, что свидетельствует, в целом, об интенсивном тектоническом погружении бассейна в мелу и кайнозое, равно как о дифференцированных движениях низкопорядковых структур в его пределах. Главенствующая роль в формировании инфраструктуры бассейна принадлежит разломам северо-восточного простирания, которые уверенно дешифрируются на космических снимках, топографических и геологических картах различного масштаба [7–10, 13, 25, 27, 43, 47].

Вдоль северо-западного борта Саньцзян-Среднеамурской депрессии проходит Пограничная гравитационная ступень, которая рассматривается [9, 36, 37, 51, 61 и др.] как трансрегиональная зона, разделяющая области земной коры различного типа. Поверхность Мохоровичича в пределах бассейна Саньцзян залегает на глубине 32–34 км. Построены модели глубинного строения региона по материалам глубинных сейсмических исследований по профилям [30, 46]. Для бассейна характерны, в целом, максимумы кривой гравитационного поля. По окраинам и в пределах депрессии широко развит базальтовый вулканизм, причем в базальтах нередко содержатся включения ультраосновных пород, связанных с мантией и свидетельствующих о большой глубинности магматических очагов [14]. Кроме того, разломы северо-восточного простирания часто контролируют развитие позднемезозойского вулканизма, сформировавшего вулканические пояса Приамурья [54]. Фундамент Саньцзян-Среднеамурского бассейна разнороден и представлен геологическими комплексами различного состава и возраста (от протерозоя до триаса включительно) [7–10, 13, 27, 42, 43]. По мнению многих исследователей, юрские и нижнемеловые образования во многих случаях присутствуют в виде базальных толщ в днищах грабенов, хотя еще и не вскрыты скважинами. С этого времени начинается интенсивный рифтогенез, который продолжался в позднем мелу и кайнозое и привел, в конечном счете, к возникновению столь крупного осадочного бассейна. Формирование его, как и бассейна Бохайвань, происходило, очевидно, в условиях длительного регионального растяжения земной коры.

Крупные разломы северо-восточного простирания, установленные в бассейне Саньцзян-Среднеамурском, продолжаются далее на северо-восток, на территорию Нижнего Приамурья. Здесь они контролируют главные черты современного «морфоструктурного облика» региона – рисунок речной сети (в том числе ориентировку значительной части долины Нижнего Амура), очертания и простирание горных хребтов и впадин. Разломы пересекают Удыль-Кизинскую депрессию, Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс и, очевидно, продолжаются на о. Сахалин.

Выделяется несколько крупных разломов северо-восточного простирания, которые достаточно хорошо изучены российскими геологами [3, 13, 15, 16, 35, 47, 55, 62]. К ним относится Хинганский разлом, «рассекающий» Буреинский массив и протягивающийся на северо-восток, в низовья Амура. Он был заложен в палеозое. В мезозое в его пределах были сформированы вулканогенные зоны, а в кайнозое по нему происходили излияния миоценовых и плиоцен-четвертичных платобазальтов. Разлом хорошо дешифрируется на аэро- и космоснимках. Курский разлом, субпараллельный Хинганскому, также относится к категории глубинных разломов. Он был сформирован в палеозое и активно развивался в мезозое и кайнозое. С ним связаны: Курский приразломный прогиб с большими мощностями триасовых и юрских отложений, Чалбинская цепочка гранитоидных массивов, Комсомольская вулканогенная зона, Верхне-Курская впадина с кайнозойскими угленосными отложениями [3, 13, 35, 46, 47, 55 и др.]. По нашим материалам, Курский разлом пересекает крупную Комсомольскую кольцевую морфоструктуру (около 120 км в диаметре) и продолжается далее на северо-восток по левобережью Амура через северную окраину Удыль-Кизинской депрессии. В рельефе хорошо выделяется Амгунский разлом [13, 47, 55], по которому сформированы кайнозойский грабен и разлом-долина верхнего течения р. Амгуни. Дешифрирование космических снимков приводит к выводу о том, что Амгунский разлом состоит из серии субпараллельных разломов и продолжается на северо-восток к побережью Сахалинского залива. По Буреинскому разлому заложена долина р. Буреи от верховьев до устья. Разлом уходит на территорию Китая и показан на российских и китайских геологических картах [13–16, 67–69, 77]. К северо-востоку от верховьев р. Буреи разлом пересекает бассейн р. Нимелен в нижнем течении и выходит к вершине зал. Николая

(Охотское море). Судя по геологическим данным, Буреинский разлом был сформирован в палеозое (возможно, в докембрии) и отличался высокой тектоно-магматической активностью в течение всей геологической истории.

Таким образом, на территории Нижнего и Среднего Приамурья выделяется крупная (шириной до 350–400 км) зона глубинных разломов северо-восточного простирания, в центральной («осевой») части которой располагаются депрессия Саньцзян-Среднеамурская и долина р. Амур. Северо-западный «фланг» зоны ограничен Буреинским и Амгунским разломами. Юго-восточная граница представлена, по-видимому, серией разломов северо-восточного простирания, которые из района нижнего течения р. Бикин протягиваются в верховья рек Анюй и Коппи и далее к побережью Татарского пролива (севернее устья р. Тумнин). Геологические материалы [13–16, 69 и др.] и результаты дешифрирования космических снимков позволяют предполагать, что эти разломы являются продолжением Фушунь-Мишаньской зоны.

Разломы северо-восточного простирания на Северном Сахалине, наряду с разломами северо-западного направления, играют главную роль в формировании современного морфоструктурного плана региона. С этими разломами связано формирование множества локальных структур (преимущественно блоковых), в том числе контролирующих положение залежей нефти и газа. В пределах Северо-Сахалинского прогиба развиты мощные (до 10–14 км) толщи кайнозойских морских, прибрежно-морских, дельтовых, лагунных и континентальных отложений [43, 48 и др.]. Отмечены тектонические движения по разломам (взбросы, взбросо-надвиги, сбросы, сбросо-сдвиги), достигающие значительных величин (до 500 м–1500 м) [43]. Разломы Северного Сахалина рассматриваются [44] как крупные коромантийные, которые являются проводниками глубинного тепла. Кроме того, для них характерна высокая сейсмическая активность, примером которой является разрушительное Нефтегорское землетрясение, произошедшее весной 1995 г. [56, 57]. Существование упомянутых систем разломов подтверждено комплексными морфоструктурными исследованиями, которые проводились с широким использованием аэрокосмических снимков [21, 22]. Наши исследования показали, что разломы северо-западного и северо-восточного простирания уверенно дешифрируются на космических снимках и хорошо выделяются в рельефе и ландшафте Северного Сахалина, контролируя очертания и основные особенности современной морфоструктуры о. Сахалин. Кроме того, здесь выделяются разломы субмеридионального простирания, часть которых, возможно, является фрагментами Охотской мега-КМС. Север острова, где пересекаются глубинные разломы различной ориентировки, представляет собой своеобразный «тектонический узел», для которого характерны повышенная «раздробленность» и «проницаемость» земной коры, а также высокая сейсмическая активность.

Существенным элементом ЛАСХ являются кольцевые морфоструктуры второго и ниже ранга. Они уверенно дешифрируются на космических снимках, топографических и геологических картах. КМС весьма разнообразны по размерам, морфологии, происхождению, строению, возрасту, геологической истории и другим особенностям. Основные из них показаны на морфоструктурной схеме ЛАСХ (рис. 1). Наиболее крупные КМС (от 120–180 км до 500–800 км в диаметре) можно разделить на две группы. Первые из них располагаются непосредственно в пределах линеамента и, по-видимому, генетически связаны с ним. Они представляют наибольший интерес для исследователей, поскольку позволяют получить дополнительную информацию о строении и морфоструктурной эволюции линеамента. КМС второй группы отличаются большими размерами (около 800 км в диаметре), а окраины их «рассечены» и «переработаны» зоной линеамента. К ним относятся Буреинская и Малохинганская КМС, которые в современной региональной морфоструктуре представляют собой разрушенные сводовые поднятия.

На территории Северо-Восточного Китая, южнее г. Чанчунь, выявлена крупная (около 180 км в диаметре) КМС Сипин, которая располагается непосредственно в зоне ЛАСХ и отличается специфическим геолого-геоморфологическим строением (рис. 3). КМС пересекается по диаметру системой линейных глубинных разломов ЛАСХ северо-восточного простирания, с которыми связаны линейная зона поднятий (горст Дахейшань), а также грабены Итун-Илань. Территория КМС разделена на две части – северо-западную и юго-восточную, которые значительно различаются по рельефу и геологическому строению. Первая из них рассматривается обычно как часть разломно-глыбового бассейна Сунляо, отличается равнинным рельефом и сложена мезозойскими (преимущественно меловыми) и кайнозойскими осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами мощностью до 800–1200 м и больше [70, 71, 75, 77–79, и др.]. Для юго-восточной половины КМС характерны преимущественно горный рельеф, «мозаичная» разломно-глыбовая морфоструктура и разнообразные по возрасту (от докембрия до кайнозоя) и вещественному составу геологические комплексы. Разновозрастные геологические комплексы, формирующие инфраструктуру КМС, пространственно и генетически связаны с системами линейных глубинных разломов ЛАСХ и ра-

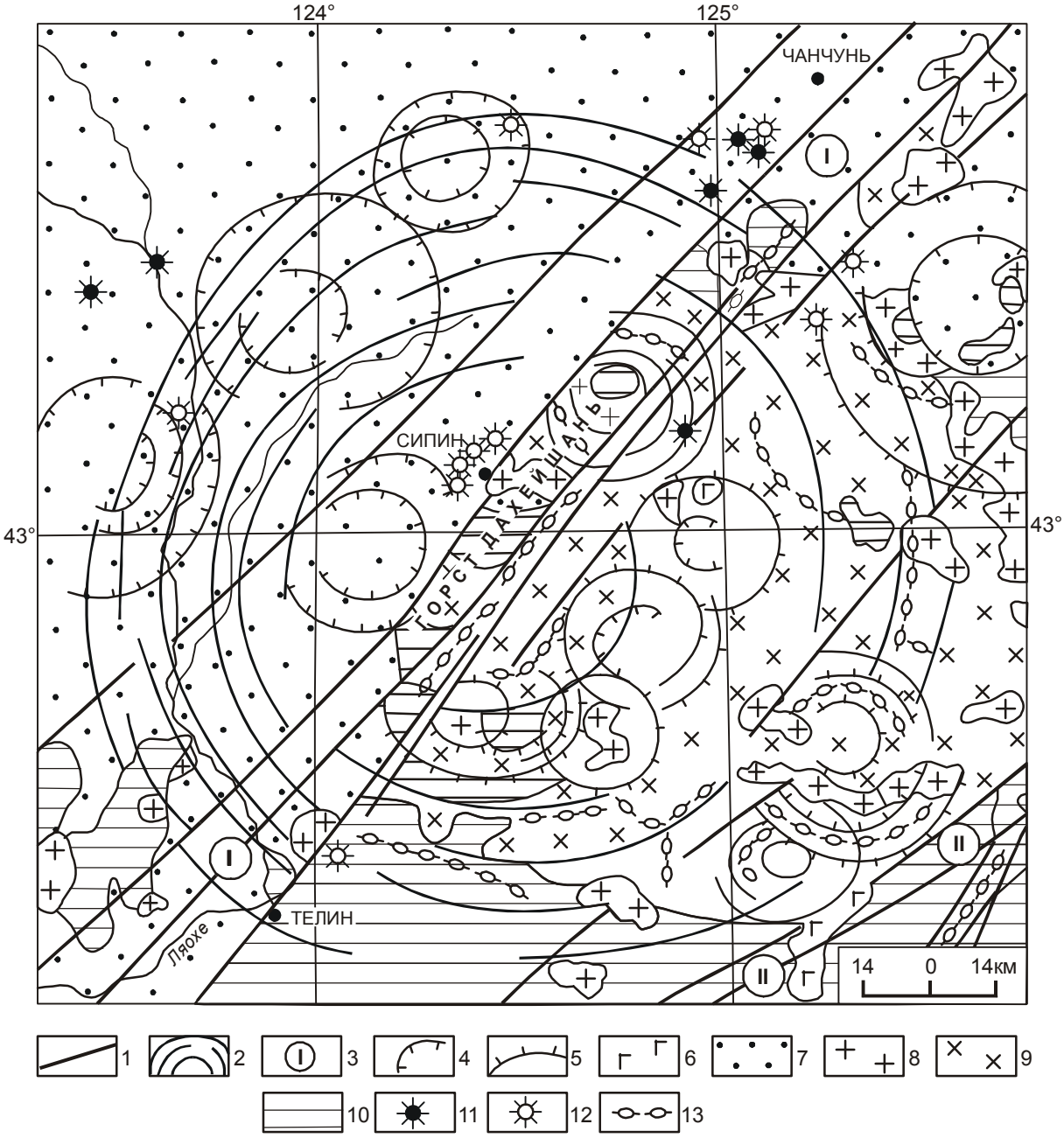



**Рис. 3.** Морфоструктурная схема КМС Сипин.

1 – линейные глубинные разломы ЛАСХ; 2 – концентрические глубинные разломы КМС Сипин; 3 – разломные зоны: I – Итун-Илань, II – Фушунь-Мишань; 4–5 – кольцевые морфоструктуры низкого ранга: 4 – впадины, 5 – купольные и кольцевые формы; 6 – кайнозойские базальты; 7 – осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозоя–кайнозоя во впадинах; 8 – мезозойские интрузивы; 9 – палеозойские плагиограниты; 10 – палеозойские и докембрийские геологические комплексы; 11 – кайнозойские вулканы; 12 – эпицентры землетрясений; 13 – осевые зоны хребтов.

диально-концентрических «каркасных» разломов мегаморфоструктуры и являются конформными и коррелятными по отношению к ней. Палеозойские гранитоиды и вулкано-терригенные и терригенные геологические комплексы образуют линейные массивы и блоки в пределах «диаметрального» горста Дахейшань, а также слагают крупные «дуговые» массивы и интрузивные купола в юго-восточной половине КМС. Это позволяет предполагать, что КМС Сипин существует с палеозоя и в начальную стадию развития представляла собой, вероятно, крупное сводовое поднятие. В палеозое и мезозое было несколько фаз

тектоно-магматической активизации, которые чередовались с фазами относительной стабилизации и частичной деструкции морфоструктуры. Современный морфоструктурный облик КМС Сипин был создан главным образом в меловое–кайнозойское время. Именно в мелу произошло формирование линейного «диаметрального» поднятия и разделение КМС на две половины, которые развивались затем в различных геотектонических условиях. Множество разнообразных разломно-глыбовых морфоструктур, а также низкопорядковых КМС различного типа возникли в эту стадию развития. В плейстоцене и в настоящее время унаследованное развитие КМС Сипин продолжается – происходит тектоническое погружение депрессий и воздымание положительных морфоструктур (горстов, куполов и сводов, линейных поднятий и т.д.). Неоднократная тектоно-магматическая активизация КМС привела к формированию ряда рудных месторождений, а также месторождений угля, нефти и газа в ее пределах.

Особый интерес представляют три крупные КМС (Саньцзян, Среднеамурская и Амуро-Уссурийская), выявленные в пределах северного сегмента ЛАСХ, на территории Среднего – Нижнего Приамурья (рис. 1). Они формируют своеобразный «ряд» вдоль ЛАСХ (протяженность которого по осевой зоне составляет около 800 км – от г. Илань на р. Сунгари до г. Комсомольска-на-Амуре) и в значительной степени перекрывают друг друга. Все они представляют собой типичные «кольцевые» морфоструктуры, то есть в центре их располагаются крупные депрессии круговых очертаний, которые по периферии окаймлены серией дуговых хребтов. Эти депрессии образуют, в совокупности, линейную мега-депрессию северо-восточного простирания – бассейн Саньцзян-Среднеамурский, основные черты строения которого были рассмотрены выше. КМС Саньцзян (около 500 км в диаметре) охватывает равнину Саньцзян, а также окружающие ее хребты, пространственная позиция и конфигурация которых контролируются системой концентрических «каркасных» разломов КМС и разломами северо-восточного простирания зоны ЛАСХ. Концентрические разломы КМС Саньцзян уверенно дешифрируются на космокартах, космических снимках, топографических картах, а многие из них показаны (полностью или фрагментарно) на геологических картах региона [13, 14, 16, 68, 69, 79]. Депрессия Саньцзян-Среднеамурская выполнена толщей морских и континентальных отложений мезозойского (преимущественно мелового) и кайнозойского возраста, мощность которых в пределах впадины изменяется от 0.5–1.0 км до 3.0–4.0 км и больше [7–10, 25, 27, 43]. Эти отложения по отношению к КМС Саньцзян являются коррелятными и фиксируют заключительную стадию процесса интенсивного тектонического погружения в центре структуры, который начался с мелового (возможно, с юрского?) времени и продолжался в течение всего кайнозоя. В южном и западном секторах КМС Саньцзян пространственное размещение массивов палеозойских гранитоидов, вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, а также мезозойских интрузивов и вулканитов [13, 16, 68, 69, 75, 79] контролируется, в том числе концентрическими, разломами. КМС Саньцзян существовала уже в палеозое и, вероятно, представляла собой крупное сводовое поднятие достаточно сложного строения, которое интенсивно развивалось и в раннем мезозое.

Среднеамурская КМС (около 350 км в диаметре) на картах вырисовывается в виде овала северо-восточного простирания, вытянутого вдоль долины р. Амур. Она хорошо дешифрируется на космических снимках, топографических и геологических картах [35]. Граница КМС на северо-западе и западе проходит по Баджальскому хребту и отрогам Буреинского хребта, на севере – пересекает Амур в районе г. Комсомольска-на Амуре, на востоке – проходит по водоразделу Сихотэ-Алиня, на юге – по нижнему течению р. Хор и пересекает реки Уссури и Амур. Центральную часть мегаморфоструктуры занимает Среднеамурская депрессия, которая имеет «мозаичное» строение [7–10, 25, 27, 43], обусловленное пересечением систем разнообразных глубинных разломов. Общая мощность меловых–кайнозойских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений изменяется от нескольких сотен метров до 1500–2000 м и более. Максимальная мощность (3200 м) установлена при бурении скважины в Переяславском грабене, у южной границы КМС [27].

Осадочные толщи, выполняющие впадину, являются коррелятными по отношению к Среднеамурской КМС и фиксируют заключительную стадию ее эволюции, когда произошло тектоническое погружение центральной части морфоструктуры. В хребтах по периферии депрессии обнажаются геологические комплексы, конформные Среднеамурской КМС. Наиболее древними из них являются, по-видимому, палеозойские магматические, метаморфические и осадочные геологические комплексы, которые формируют дуговые горные хребты по ее периферии (например, Куканский и Урмийский). Мезозойские геологические комплексы (интрузивные, метаморфические, вулканические; триасового, юрского и мелового возраста) обнаруживают более тесную пространственную связь с системой концентрических «каркасных» разломов Среднеамурской КМС ( хребты Джаки-Унахта-Якбыяна и Баджальский). Формирование Баджальского хребта (Баджальской вулканической зоны), отличающегося интенсивным гравитационным минимумом, исследователи [30] связывают с

процессами разуплотнения мантии и коры, которые начались в поздней перми и завершились формированием меловой вулканогенной зоны. По данным Э.Л. Рейнлиба, глубина подошвы разуплотнения составляет здесь 85 км, то есть процессы разуплотнения захватили целиком земную кору (мощностью 39–42 км) и верхнюю мантию. Отмечается [30, 49], что разломы Баджальской зоны имеют значительную глубину (до 100–150 км) и проникают в верхнюю мантию. С ними связаны вулканиты среднего и умеренно кислого состава (100–136 млн лет), субвулканические тела и дайки диоритовых порфиритов и андезитов, гипабиссальные массивы диоритов и гранодиоритов (от 80 до 143 млн лет) [4]. По северо-восточной, восточной и южной окраинам Среднеамурской КМС наряду с осадочно-вулканогенными, вулканогенными, вулканоплутоническими и плутоническими комплексами мелового возраста широко распространены толщи эффузивов палеогена и неогена, а в ряде случаев с ними связаны крупные вулканоструктуры (щитовые и стратовулканы, вулканоплутонические куполы, линейные поднятия), которые были активными и в плиоцен-четвертичное время [13–16, 29, 65, 68 и др.]. Эти материалы позволяют предполагать, что Среднеамурская КМС существовала уже в палеозое и активно развивалась в мезозое. Основные черты ее современного морфоструктурного плана были сформированы главным образом в мелу – кайнозое, когда происходило интенсивное погружение центральной части мегаструктуры и воздымание горных хребтов по периферии. Этот процесс сопровождался интенсивной магматической деятельностью. Вулканические излияния продолжались также в плиоцен-четвертичное время В то же время, горные хребты, которые располагаются по периферии Среднеамурской КМС, в наши дни испытывают тектоническое воздымание и отличаются высокой сейсмической активностью [5, 12, 23, 31, 35, 37, 45–47, 55]. Интересные данные о глубинном строении района Среднеамурской КМС получены в результате сейсмических исследований методом МОВЗ по профилям г. Облучье – р. Амур и р. Бурея – верховья р. Самарги [30, 46]. Для глубинного разреза отмечается широкое развитие инверсных границ, что свидетельствует о высокой геодинамической активности недр региона, выявлен Биробиджанский диапир, который проецируется на окраину Буреинского массива (р. Урми), где совпадает с разломами северо-восточного простирания [31, 45].

Амуро-Уссурийская КМС (около 250 км в диаметре) расположена между КМС Саньцзян и Средне-Амурской (рис. 1). Она уверенно дешифрируется на космических снимках различного масштаба и содержания. Большая часть территории КМС представляет собой обширную равнину, образованную при слиянии р. Уссури с р. Амур. По западной и восточной окраинам КМС окаймлена мелкосопочником и низкогорными возвышенностями – отрогами Буреинского и Сихотэ-Алинского хребтов. Вдоль северной окраины КМС располагаются «островные» возвышенности – хребты Шуки-Поктой, Куранский, Вандан. Хорошо выделяется серия субпараллельных глубинных разломов северо-восточного простирания, рассекающих КМС. Концентрические разломы Среднеамурской и Саньцзянской КМС пересекают территорию Амуро-Уссурийской КМС. Такая сложная сеть разломов обеспечила существование «мозаичной» инфраструктуры. Конформными КМС являются, по-видимому, мезозойские (главным образом юрские и меловые) геологические комплексы, которые представлены интрузивными, метаморфическими, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, слагающими разломно-глыбовые и локальные кольцевые морфоструктуры. Эти данные позволяют предполагать, что Амуро-Уссурийская КМС существовала с раннего мезозоя как крупное сводовое поднятие, но в юрское, меловое и кайнозойское время испытала интенсивное тектоническое погружение и была превращена в депрессию с «мозаичной» инфраструктурой и мощными толщами отложений.

Работы многих исследователей [11, 18, 20, 33, 34, 58, 59, 60 и др.] убедительно показали, что магматогенные кольцевые морфоструктуры различного ранга (от локальных до региональных) приурочены, как правило, к глубинным разломам и часто образуют «ряды» вдоль них. Это объясняется, очевидно, тем, что КМС и разломы образуются и развиваются в условиях тесной пространственно-временной взаимосвязи, а глубина расположения магматических очагов кольцевых морфоструктур определяется глубиной проникновения разломов в земную кору и мантию. Разломы играют здесь, по-видимому, роль своеобразных «каналов», по которым из недр Земли (земной коры и мантии) к ее поверхности проникают вертикальные энерговещественные потоки, формирующие магматогенные КМС. Поэтому наиболее древние геологические комплексы, конформные кольцевым морфоструктурам (к ним относят обычно [63] магматогенные и метаморфогенные образования различного вещественного состава), являются, по нашему мнению, показателями времени формирования не только КМС, но и глубинных разломов, с которыми связаны эти морфоструктуры. С этих позиций и рассматриваются «взаимоотношения» КМС Саньцзян, Среднеамурской и Амуро-Уссурийской с зоной ЛАСХ. Упомянутые КМС формировались, вероятно, одновременно с ЛАСХ. Последующая морфоструктурная эволюция КМС также была тесно связана с эволюцией линеамента.

Рассмотрим строение еще одной (около 120 км в диаметре) кольцевой морфоструктуры – Комсомольской КМС, которая примыкает к северной окраине Среднеамурской КМС. Она хорошо изучена, поскольку в ее пределах выявлены крупные рудные месторождения, которые разведывались и разрабатывались в течение многих лет. Геологические материалы, собранные за эти годы, дают достаточно полное представление о геологическом строении, происхождении, возрасте и особенностях морфоструктурной эволюции Комсомольской КМС. Установлена, прежде всего, своеобразная пространственная позиция рассматриваемой КМС в региональном морфоструктурном плане – она приурочена к «тектоническому узлу», образованному пересечением серии глубинных разломов различного простирания. Это линейные разломы ЛАСХ северо-восточной ориентировки, глубинные разломы северо-западного простирания и концентрические разломы северной окраины Среднеамурской КМС. Комсомольская КМС в современной морфоструктуре региона выделяется как сводовое поднятие с горным рельефом. Рисунок горных хребтов контролируется системами концентрических и линейных разломов: КМС сформирована геологическими комплексами мезозойского–кайнозойского возраста, в которых местами встречаются блоки палеозойских пород [13–17, 29, 52 и др.]. Юрские (преимущественно осадочные и осадочно-вулканогенные) комплексы занимают большую часть территории КМС. Они выполняют линейные синклинальные и грабен-синклинальные структуры северо-восточного простирания, которые контролируются системами субпараллельных глубинных разломов. Пространственно-генетическая связь с концентрическими разломами Комсомольской КМС установлена для меловых и кайнозойских геологических комплексов, которые рассматриваются как конформные и коррелятные по отношению к мегаструктуре. Широким распространением пользуются позднемеловые интрузивы. Обширные площади занимают покровы кайнозойских эффузивов, которые представлены базальтами, долеритами, туфами и туфобрекчиями. Примечательно, что покровы вулканитов и дайки базальтов пространственно и генетически связаны с глубинными разломами северо-восточного простирания и с концентрическими разломами. Морфоструктурные исследования показали, что Комсомольская КМС отличается, в целом, высокой тектоно-магматической активностью, что объясняется, по нашему мнению, расположением ее в «узле» пересечения крупных глубинных разломов различного простирания. Это обстоятельство сыграло, по-видимому, ведущую роль в формировании известных здесь рудных месторождений и обусловило высокую перспективность КМС в рудно-минералогическом отношении. Есть основания предполагать высокую геодинамическую активность мегаморфоструктуры в плейстоцене и в настоящее время, что выражается, прежде всего, в потенциально высокой сейсмичности региона. Последнее подтверждается обнаружением здесь палеосейсмодислокаций, а также многочисленными землетрясениями различной интенсивности, происходившими в Нижнем Приамурье [5, 23, 31, 35, 37, 45, 47, 55].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, морфоструктурные исследования показали, что линеамент Амур – Сунгари – Хуанхе достаточно уверенно выделяется в геологической структуре и рельефе региона как единая трансрегиональная разломная зона протяженностью более 3000 км и шириной до 300–400 км. Главными структурными элементами ЛАСХ являются система субпараллельных глубинных разломов северо-восточного простирания и кольцевые морфоструктуры, пространственно и генетически связанные с линеаментом.

Помимо морфоструктур высокого ранга установлено множество низкопорядковых КМС (главным образом 20–50 км в диаметре), которые пространственно и генетически связаны с глубинными разломами ЛАСХ или являются «сателлитами» крупных КМС зоны линеамента. Составлен каталог около 50 таких морфоструктур, в котором они классифицируются по следующим показателям: диаметр КМС, морфологический тип, генезис, главные стадии морфоструктурной эволюции. Информация о строении, происхождении, эволюции локальных КМС необходима для изучения как ЛАСХ в целом, так и отдельных его сегментов. Кроме того, кольцевые морфоструктуры низкого ранга во многих случаях являются перспективными рудоносными и россыпеобразующими структурами, а также могут содержать месторождения нефти и газа, бассейны подземных вод. Они оказывают определенное влияние на природные геоморфологические процессы, природопользование, условия жизни населения. Поэтому необходимо детальное изучение локальных КМС зоны ЛАСХ, основой для которого являются морфоструктурные карты территории. Подобные работы проведены и проводятся сейчас в ряде районов Дальнего Востока [39–41 и др.].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 98-05-65090).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г., Тащи С.М., Васильев И.В. Миоцен Ханкайской впадины Западного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1994. 168 с.

2. Ахмадулин В.А., Малышев Ю.Ф., Мастюлин Л.А. и др. Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока // Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 128–145.
3. Бельтенев В.Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
4. Бондаренко Е.И. Радиологический возраст вулканоплутонических ассоциаций и оруденения Баджальской зоны (Приамурье) // Закономерности формирования эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 89–96.
5. Бормотов В.А., Войтенок А.А. Закономерности миграции землетрясений Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 51–60.
6. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН, 1992. Ч. 1. 176 с. Ч.2. 242 с.
7. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
8. Варнавский В.Г. Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока: Автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1981. 54 с.
9. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
10. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.П., Кузнецов В.Е. Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Тан-Лу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 93–102.
11. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.
12. Врублевский А.А., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г., Чжао Чунь Цзин, Изосов Л.А., Дуань Жуй Янь, Хе Гоци. Тектоническое районирование и глубинные неоднородности сопредельных территории Востока России и Китая // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 3. С. 7–21.
13. Геологическая карта Сихотэ-Алинской складчатой области и прилегающих территорий. 1:500 000 / Гл. ред. Беляевский Н.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
14. Геологическая карта региона БАМ. 1:1 500 000 / Гл. ред. Красный Л.И. М., 1978; Объяснительная записка к карте. Л., 1979. 84 с.
15. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000 / Под. ред. Л.И. Красного, А.С. Вольского, В.Б. Трояна. 1986.
16. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объяснительная записка к карте / Под. ред. Л.И. Красного, А.С. Вольского и др. СПб. – Благовещенск – Харбин, 1999.
17. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Отв. ред. Радкевич Е.А. М.: Наука, 1971. 336 с.
18. Глуховский М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа // Геотектоника. 1978. № 4. С. 50–63.
19. Годзевич Б.Л. Тектоника Становой складчатой области // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 34–55.
20. Головко Б.А., Головко С.В., Романовский Н.П. Геофизические аспекты изучения кольцевых и купольных структур в связи с глубинным строением Предджугджурского наложенного прогиба // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 92–96.
21. Гололобов Ю.Н., Мочалов Н.И. Аэрокосмические исследования нефтегазоносных территорий Сахалина. М., 1985. 48 с. ( Обзор. инф. /ВНИИЭгазпром. Сер. Геология и разведка мор. и газов. месторождений. Вып. 6).
22. Гололобов Ю.Н., Мочалов Н.И. Линеаменты и морфоструктуры центрального типа Северного Сахалина // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 40–45.
23. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 61–68.
24. Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1976. С. 3–38.
25. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 138 с.
26. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33-54.
27. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь , Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских—кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
28. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
29. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 158 с.
30. Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 61–67.
31. Кулаков А.П. Основные черты морфоструктуры и антропогеновой палеогеографии побережья Северного Сихотэ-Алиня // Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 56–78.
32. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
33. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 176 с.
34. Кулаков А.П., Сахно В.Г. Среднеамурская мегаморфоструктура центрального типа: особенности строения и развития // Глубинное строение концентрических мор-

фоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 24–42.

35. Кулиш Е.А., Бондаренко Е.И., Воеводин В.Н., Крутов Н.К., Крюков В.Г. Роль разломов в локализации магматизма и оруденения в Баджальской вулканической зоне (Приамурье) // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 138–151.
36. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 18–27.
37. Малышев Ю.Ф., Парфенов Л.Н., Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Гравитационные аномалии Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 18–29.
38. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. Глубинное строение и рудоносность Амурской мегаструктуры // III Сов.–Кит. симпоз. «Геология и экология бассейна р. Амур»: Тез. докл. Благовещенск, 1989. С. 19–20.
39. Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 144 с.
40. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 216 с.
41. Мясников Е.А. Магматические и рудоконтролирующие морфоструктуры центрального типа Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1999. 84 с.
42. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
43. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов. Хабаровск, 1998. 283 с.
44. Никифоров В.М., Альперович И.М., Гаврилов А.И., Кононов В.Э., Харахинов В.В., Слуднев Ю.Г. Строение осадочной толщи Северного Сахалина (по данным МТЗ) // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 52–60.
45. Николаев В.В. Сейсмотектоника линеаментных зон в Восточной Азии: Автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1993. 56 с.
46. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
47. Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Неотектоника Эворон-Чукчагирской структурной зоны // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 68–77.
48. Размыслова С.С. Условия накопления осадков в средне-верхнемиоценовое и плиоценовое время на территории Северного Сахалина // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л., 1963. С. 118-141. (Тр. ВНИГРИ ; Вып. 224).
49. Рейнлиб Э.Л. Глубинные разломы Дальнего Востока, устанавливаемые по данным гравитации // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981. С. 122–127.
50. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.
51. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ДВО РАН, 1999. 168 с.
52. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 31–37.
53. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.А. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.
54. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
55. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья /Отв. ред. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
56. Семенов Р.М., Харахинов В.В. Нефтегорское землетрясение на Сахалине // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 1. С. 52–59.
57. Семенов Р.М. Геологические условия возникновения, макросейсмические проявления Нефтегорского (Россия) и Хайченского (Китай) землетрясений и проблемы их предсказания // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 68–78.
58. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа (Объяснительная записка к карте структур центрального типа, масштаба 1:10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
59. Тащи С.М. Ряды магматогенных морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение // Геолого-геоморфологические конформные комплексы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 19–28.
60. Тащи С.М. Взаимосвязь кольцевых и линейных морфоструктур (на примере Востока Евразии) // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 43-54.
61. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
62. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России Статья 1: Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 58–79.
63. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
64. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М., Никонова Р.И. Система гигантских морфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 43–48.
65. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 427 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
66. Geology of Bohai Sea / Qin Yunshan, Zhao Yiyang, Chen Lirong, Zhao Songling. Beijing: China Ocean Press, 1990. 354 p.
67. Geological map. 1:5 000 000. Map series of geology and geophysics of China Sea and adjacent regions. Beijing: Geological Publishing House, 1992. (in Chinese).
68. Geological map of the Heilongjiang Province. 1:1 000

000. Beijing: Geological Publishing House, 1993. (in Chinese).
69. Geological Tectonic Map of Heilongjiang Province. People's Republic of China. 1:2 000 000. Beijing: Geological Publishing House, 1993.
70. Geological map of China. 1:4 000 000. Beijing: Geological Publishing House, 1971. (in Chinese).
71. Geological map of Jilin Province, People's Republic of China. 1:500 000. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
72. Khudyakov G.I., Kulakov A.P., Nikonova R.I. and Ezhov B.V. New views on morphostructure of marginal seas of Eastern Asia // J. Phys. Earth. 1988. 36. P. 179–189.
73. Kulakov A.P. A new interpretation of the morphostructure of Eastern Asia // Z. Geomorph. N.F. Berlin-Stuttgart, Supp. Bd. 63. 1987. P. 75-86.
74. Kulakov A.P., Miasnikov E.A., Tashchi S.M., Qiu Shanwen, Zhao Huachang, Li Qusheng. The main features of morphostructure of the transregional Amur-Songhua-Huanghe fault zone in East Asia // Chinese Geographical Science. 1997. V. 7, 2. P. 157–174.
75. Magmatic map of Jilin Province, People's Republic of China. 1:1 000 000. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
76. Magmatic Rock Map of Heilongjiang Province. People's Republic of China. 1:2 000 000. Beijing: Geological Publishing House, 1993.
77. Structural map of Jilin Province, People's Republic of China. 1:1 000 000. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
78. The Landsat Image Map of the Northeast China. 1:2 000 000. Beijing: Science Press, 1989. (in Chinese).
79. The Landsat Image Map of China. 1:500 000. Beijing: Science Press, 1989. (in Chinese).
80. Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing, et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. 134 (4). P. 273–310.
81. Xu Jiawei, Guo Zhengyi, Xu Xuesi, et al., Xu Jiawei, (Ed.). The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons. 1993. 280 p.

*Поступила в редакцию 7 февраля 2000 г.* *Рекомендована к печати В.Г.Моисеенко*

***A.P. Kulakov, Ye.A. Myasnikov, S.M. Tashchi, Qiu Shanwen, Wang Xikui, Liu Yunliang, Song Changchun***

## The transregional lineament Amur–Songhua–Huanghe: morphostructure, evolution, geodynamics

The co-operative Russian-Chinese morphostructure investigations of the large fault zone of the Eastern margin of Asia – the lineament Amur—Songhua—Huanghe (LASH), which stretches for more than 3,000 km through the territory of Eastern China and the southern part of the Russian Far East, have been carried out. The morphostructure sketch map of the lineament has been compiled, and the main features of its structure, evolutional peculiarities and geodynamics have been studied. For the first time a series of ring morphostructures (RMS) of different type and rank has been established, which are spatially and genetically related to the LASH, and regularities of their structure and evolution have been determined. Regions distinguished by increased geodynamic activity (including seismic activity) have been established that are the areas of intersections of the lineament with the concentric deep-seated faults of the gigantic RMS. The results of investigations testify that the LASH has existed from the Paleozoic and developed inheritably with the repeated phases of tectonic-magmatic activation against the background of a long geological process of the Earth's crust extension in the eastern continental margin. The main features of the recent morphostructure image of the LASH formed in the Late Mesozoic and Cenozoic when systems of great depressions (Bohaiwan Basin, Sunjiang Basin, etc.) and numerous smaller rift structures developed in the lineament zone.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 61-75*

## *ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ*

УДК 550.93 (235.34)

# Rb-Sr ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛОХТОННЫХ И АВТОХТОННЫХ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА (ЮЖНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

***А.Ю. Антонов, С.И. Дриль, Э.В. Банковская***

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

Для изотопной Rb-Sr характеристики использовано 29 проб пород и минералов основных типов Mz гранитоидов трех наиболее крупных массивов центральной и северо-западной частей Станового хребта, сформированных в абиссальной (автохтонный Дырын-Юряхский массив), мезо- и гипабиссальной (Тындинский и Чильчинский массивы) фациях глубинности.
Уточнен позднемезозойский (109–130 млн лет) возраст интрузивных образований Становика и доказан практически идентичный возраст (117–121 млн лет) некоторых автохтонных гнейсогранитоидов региона.
Выявлено, что возраст все более кремнекислых гранитоидов среди главных разновидностей изученных массивов всегда более древний. Это позволяет допускать их формирование (в отличие от гранитов жильной серии) не в ходе кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм, а в результате независимых выплавок. Образование же промежуточных по кремнеземистости магматических продуктов происходило в результате либо смешения более ранних коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (Тындинский массив), либо различной степени ассимиляции гранитными магмами древнего мафического корового вещества (кварцевые монцониты Чильчинского массива).
Значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах всех изученных массивов Становика низки, а их вариации хотя и довольно значительны (от <0,7066 до 0,7080), но весьма близки. Это указывает на изотопную неоднородность и полигенность их первичных магм, а также на практически один и тот же субстрат (изначально низко-, а затем более щелочной за счет влияния ювенильных флюидов), где формировались мезозойские как автохтонные, так и аллохтонные гранитоидные образования, в разной степени отражая проявление одного и того же процесса на разных глубинах без значительных передвижений магм по вертикали.

***Ключевые слова:*** **гранитоиды, мезозой, Rb-Sr изотопия, абсолютный возраст, Становой хребет.**

По южному ограничению Алданского щита от р. Олекмы на западе до хребта Джугджур на востоке и к северу от Монголо-Охотской подвижной зоны, характеризующейся активными тектоническими движениями в палеозойское и мезозойское время, протягивается Становая зона (>1000 км), формирование континентальной коры которой завершилось в протерозое. После протерозоя она представляет собой антеклизу, приуроченную к отрогам Станового хребта.

В строении Становой зоны принимают участие образования от архейского до кайнозойского возраста, и ~70% площади сложено плутоническими, преимущественно гранитоидными образованиями [32]. Докембрийские гранитоиды располагаются обычно согласно со структурами вмещающих пород. Продукты фанерозойского магматизма в основном представлены позднемезозойскими интрузиями гранитоидов, в меньшей степени вулканитами основно-

го, среднего и кислого состава, а также, незначительно, кайнозойскими щелочными базальтами.

Взгляды на геологическое строение и геодинамику магматизма Становой зоны до настоящего времени спорны и противоречивы. Это обусловило организацию широкомасштабных геологических и петролого-геохимических исследований по данному региону, которые в отношении мезозойского магматизма проводилось нами с 1973 года по настоящее время. На начальном этапе они проводились при участии М.И. Кузьмина и геологов экспедиции № 2 Космоаэрогеологического треста. Результаты этих работ частично отражены в целой серии статей.

Возрастное и генетическое расчленение гранитоидов Становика, особенно автохтонных (неперемещенных или слабо перемещенных) массивов, не было в достаточной степени решено до сих пор и в основном базировалось лишь на геологических данных и датировках, сделанных U-Pb и K-Ar методами. Последние же, как это обычно принимается, отражают лишь время влияния самых поздних стадий магматической активности региона и требуют подтверждения другими современными методами. Отсутствие этих данных весьма затрудняет понимание характера и уровней глубинности гранитообразования.

Уточнению геохронологии и некоторых генетических особенностей позднемезозойских гранитоидов Станового хребта с применением их впервые сделанной представительной Rb-Sr изотопной характеристики с использованием всего имеющегося комплекса петролого-геохимических данных и посвящается предлагаемая статья.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Позднемезозойские гранитоиды интрузий Станового хребта в плане покрывают более половины площади Становой зоны (рис. 1). Большинство интрузий гип- и мезоабиссальные и относятся к пологотрещинному типу, т.е. образованы пологими пластинами мощностью от 150–500 м до 2–6 км с узкими магмоподводящими каналами. Гранитоидные пластины в плане часто занимают огромные территории (до >2 тыс. км$^2$) и имеют как бесформенные очертания, так и удлиненную форму, вытянутую преимущественно в северо-западном направлении простирания магмоподводящих каналов. На продолжении этих каналов по периферии интрузий нередко происходили вулканические излияния (рис. 1). Гранитоидные интрузии часто имеют сложное строение ввиду участия в их составе пород различных фаций и интрузивных фаз, и по простиранию региона они в целом могут несколько отличаться по составу. При этом, вследствие сложного блокового строения ареала магматизма и значительной постмезозойской эрозии в пределах Станового хребта, на современную дневную поверхность могут быть выведены мезозойские гранитоиды самых разных коровых уровней образования, вплоть до наиболее глубинных [32].

В ходе работ нами было проведено пересечение по простиранию всего Станового хребта с юго-востока на северо-запад с геохимическим опробованием всех основных типов мезозойских магматических пород, послужившим базой для их Rb-Sr изотопной характеристики. Рассмотренная здесь часть изотопных данных касается плутонических образований центральной (Тындинский массив) и северо-западной (Чильчинская интрузия и автохтонный Дырын-Юряхский массивы) части региона (рис. 1). Это наиболее крупные и сложные массивы региона, и они могут наглядно характеризовать весь пояс позднемезозойских плутонов Становой зоны.

**Тындинский массив** занимает пространство >2 тыс. км$^2$. Породы, слагающие его главную интрузивную фазу, довольно неоднородны и варьируют по составу от биотит-амфиболовых диоритов и кварцевых диоритов до биотитовых гранитов с преобладанием гранодиоритов, иногда резко порфировидных за счет вкрапленников калиевого полевого шпата. Данные гранитоиды нередко насыщены мафическими шлировидными включениями с магматическими структурами. Гранитоиды главной фазы прорываются мелкими телами гранитов, жильных лейкогранитов, пегматитов и множеством даек диорит-, гранодиорит- и гранит-порфиров.

В строении Тындинского массива наблюдаются заметные различия. Так, северная его часть образована наиболее мелкозернистыми и, судя по облику и нашим петрологическим оценкам [4], гипабиссальными образованиями (7–8,5 км), а южная часть сложена в основном крупнозернистыми мезоабиссальными породами (~12–12,5 км). При этом, в его юго-западной части проявлены наиболее глубинные (14 км) крупнозернистые и слабогнейсовидные габбро и диориты, имеющие постепенный контакт с вмещающими метаморфическими породами.

K-Ar возраст, определенный нами по породам и минералам (биотиту и амфиболу) всех отмеченных частей Тындинского массива, показал один и тот же позднеюрско-раннемеловой интервал (100–140 млн лет), свойственный и другим подобным образованиям Становика [2, 19]. Эти цифры довольно близки и возрасту гранитоидов одного из подобных массивов региона, определенному по цирконам U-Pb методом (180 млн лет) [20].

**Чильчинский массив** (площадь > 2 тыс. км$^2$) состоит из двух крупных и различных по составу час-

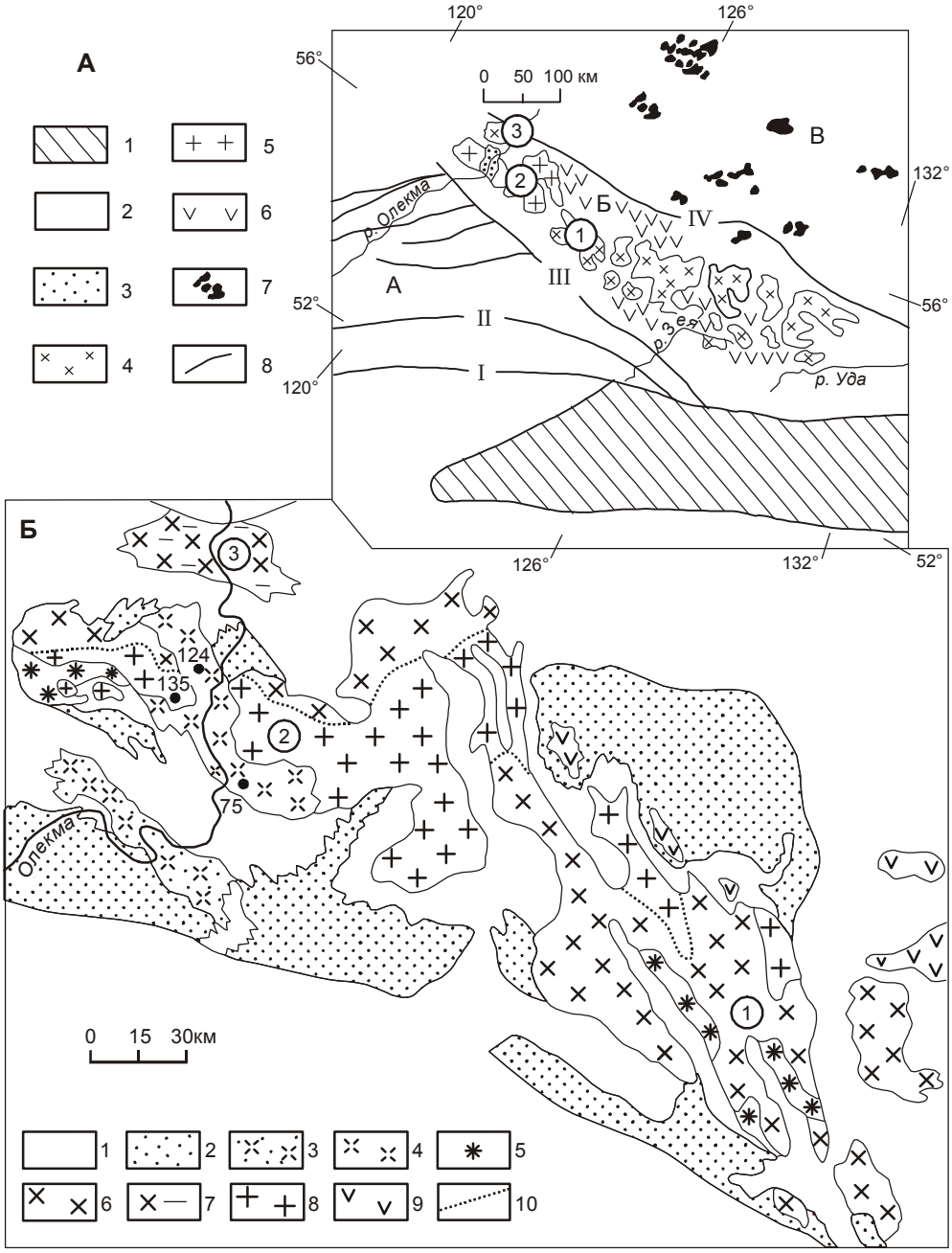



**Рис. 1. А.** Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А,Б,В – структурно-формационные зоны по [13]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская.

В Становой зоне выделены: 1 – позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб, по [14]; 2 – домезозойские образования; 3–7 – позднемезозойские магматические образования: 3 – монцониты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 – вулканические образования, 7 – магматические породы повышенной щелочности; 8 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Тукурингрский, II – Северо-Тукурингрский, III – Гилюйский и IV – Становой разломы.

**Б.** Геологическая карта гранитоидных массивов центральной и северо-западной части Станового хребта.

1 – архейские и протерозойские метаморфические образования; 2 – раннепротерозойские гранитоиды; 3 – кварцевые монцониты раннепротерозойские; 4–9 – позднемезозойские магматические образования: 4 – кварцевые монцониты, 5 – диориты, 6 – гранодиориты, 7 – гранодиориты гнейсовидные, 8 – граниты, 9 – вулканические образования; 10 – фациальные границы в массивах гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы: 1 – Тындинский, 2 – Чильчинский и 3 – автохтонный Дырын-Юряхский.

Точки с номерами 75, 124, 135 в пределах Чильчинского массива соответствуют месту отбора соответствующих этим номерам проб, изученных на изотопы Rb и Sr.

тей. Вскрывающаяся в долине р. Олекмы первая часть массива (>800 км$^2$) имеет контакт в виде постепенного перехода с вмещающими метаморфическими образованиями. Она сложена в основном мезоабиссальными (11–14 км) крупнозернистыми, часто гнейсовидными биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами со множеством вкрапленников калишпата, а также диоритами. По всему простиранию кварцевых монцонитов отмечается огромное количество в различной степени переработанных ксенолитов метаморфических образований. Вблизи контакта это часто весьма крупные и плоские угловатые блоки, вытянутые почти параллельно простиранию метаморфических напластований “рамы”. На удалении от него они становятся все более измененными, мелкими, а форма их – более округлой, шлироподобной. Выделения калишпата в кварцевых монцонитах могут быть и магматическими (по большей мере), и метасоматическими, как в изученной на изотопы Rb и Sr пробе 124, где во вкрапленниках проявлено обратное соотношение содержаний альбитовой составляющей (Ab), а также Rb, Ba, Sr по отношению к таковым в зернах основной массы.

В теле кварцевых монцонитов выделяются мелкие тела сиенитов и гранитов, которые, в свою очередь, прорываются жилами лейкогранитов, аплитов и пегматитов.

Вторая, основная, часть Чильчинского массива в плане расположена по обе стороны от первой, а в разрезе – почти согласно над ней и сложена преимущественно среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, сформированными на близких глубинах ~11 км.

Наиболее поздними в Чильчинском массиве являются многочисленные дайки и малые тела гранит-, граносиенит-, кварцевых сиенит-порфиров, реже – диоритовых порфиритов.

На государственной геологической карте масштаба 1:200 000 граниты основной разности Чильчинского массива обозначены как позднемезозойские [9, 10, 18, 25], а кварцевые монцониты – как палеозойские (северная часть, [9]), так и раннепротерозойские (южная часть массива [25]). Цифры K-Ar возраста, полученные нами, а также другими исследователями [9, 10, 18, 25], по всем главным типам гранитоидов этого массива показали хорошую сходимость в пределах одного позднемезозойского интервала 108–150 млн лет ($J_3$-$K_1$), свойственного и гранитоидам Тындинского массива.

**Автохтонный Дырын-Юряхский массив** [3, 9] (площадь >400 км$^2$) расположен к северу от Чильчинского массива (рис. 1) в зоне, прилегающей к Становому разлому, и приурочен к контакту архейских и нижнепротерозойских образований гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Контакт гранитоидов с архейскими породами резкий тектонический, а с нижнепротерозойскими – «расплывчатый», с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. В гранитоидах отмечаются крупные ксенолиты и провесы кровли гранитизированных докембрийских образований, что приводит к полосчатому облику пород массива.

Дырын-Юряхский массив очень неоднороден и сложен средне- и крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами, варьирующими по составу от амфибол-биотитовых кварцевых диоритов до биотитовых гранитов, часто насыщенных крупными выделениями калиевого полевого шпата. Все отмеченные особенности, а также петрологические оценки свидетельствуют о слабо перемещенной природе этих гранитоидов (автохтонности) и их формировании в абиссальной фации глубинности (21 км). Гранитоиды массива и породы его экзоконтактов прорываются маломощными телами жильных гранитов, аплитов и пегматитов.

Вышеописанные автохтонные гранитоиды Станового хребта (как и все подобные им образования, широко проявленные по региону) были закартированы как нижнепротерозойские [9]. В то же время, их K-Ar возраст, определенный по биотиту, амфиболу и калишпату, оказался в интервале 120–140 млн лет ($J_3$-$K_1$), т.е. времени того же, изучаемого нами позднемезозойского цикла магматизма региона. Это позволило данные гранитоиды рассматривать вместе с вышеописанными, типично интрузивными образованиями. Близкие цифры K-Ar возраста получены сотрудниками нашего института и для некоторых сходных гнейсогранитов Монголии [16,17].

## МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ RB-SR ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопные исследования гранитоидов проводились в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН. Концентрации Rb в пробах определялись методом изотопного разбавления, а Sr – методом двойного изотопного разбавления. Все особенности применяемого метода химической подготовки проб к анализу изложены в [22]. Изотопный состав Sr измерялся на масспектрометре МИ1201-Т в комплексе с ПРМ-2 и ЭВМ «Искра-1256» в режиме одноленточного источника для твердой фазы методом термоионной эмиссии с применением эмиттера $Ta_2O_5$. Регистрация ионных лучей осуществлялась однолучевым методом. В период проведения измерений по стандарту ВНИИМ получено среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70812 ± 0,00007 (погрешности отвечают 2σ среднего, n =6). Статистическая обработка изохрон проводилась методом Йорка [34] с использованием программного пакета Isoplot. При расчетах возраста использовалась как 1-ая модель

метода, предполагающая, что единственная причина разброса точек возле прямой – это аналитическая погрешность измерений, так и 3-я модель, предполагающая, что разброс точек обусловлен как аналитическими погрешностями, так и природной дисперсией начального изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ $[I(O)_{Sr}]$ в серии проб. Все погрешности, приводимые в данной статье, отвечают 95%-ному доверительному интервалу. Аналитики: С.И. Дриль, Э.В. Банковская. Расчет изохрон произвел С.И. Дриль.

## ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для изотопной Rb-Sr характеристики описанных выше гранитоидов трех массивов Станового хребта, примерно поровну для каждого (табл.1), нами было использовано 29 проб пород (15) и слагающих их минералов (14): биотитов (6), амфиболов (2) и калишпатов (6).

По Тындинскому массиву (центральная часть Становика) исследовано 9 проб: валовые пробы кварцевых диоритов (1), гранодиоритов (2) и гранитов (1) главной интрузивной фазы, а также аплитовидных гранитов и лейкогранитов жильной серии. При этом, в кварцевых диоритах были исследованы биотиты и калиевые полевые шпаты, а в гранодиоритах – биотиты.

По Чильчинскому массиву (северо-запад региона) исследовано 10 проб, в том числе валовые пробы кварцевых монцонитов (2), гранитов и лейкогранитов главных разностей массива. При этом, в кварцевых монцонитах изучены биотиты, амфиболы и 2 генерации калишпата (из вкрапленников и основной массы), а в гранитах – биотиты и калиевый полевой шпат.

По автохтонному Дырын-Юряхскому массиву исследовано 10 проб, в том числе валовые пробы гнейсовидных кварцевых монцонитов, граносиенитов и гранитов главных фаций, а также микрограниты и пегматиты жильной серии. Кроме того, в кварцевых монцонитах изучены биотиты и амфиболы, а в граносиенитах – биотиты и 2 генерации вкрапленников калишпата.

Как следует из таблицы 1, 2 и рисунка 2, значения основных параметров изотопного состава изученных гранитоидов (прежде всего отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$) как в породах, так и минералах довольно разнообразны. Рассмотрим их на примерах изученных массивов.

**Тындинский массив**. Как следует из таблицы 1 и рисунка 2а, значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7081–0,7083) и $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,2773–0,5304) отношений в валовых пробах кварцевых диоритов и гранодиоритов данного массива весьма близки и минимальны. В то же время, в калишпатах и валовых пробах жильных лейкогранитов они немного выше ($^{87}Rb/^{86}Sr$ в ~ 2-3 раза), а в биотитах резко повышены ($^{87}Rb/^{86}Sr$ до 70 раз), что обусловлено увеличением содержаний Rb и уменьшением – Sr в данных минеральных фазах. При этом, значения данных параметров для валовой пробы, калишпатов и биотита кварцевых диоритов (СТ-62), а также валовой пробы гранодиорита (СТ-83) на их бинарном графике расположились на одной прямой (изохроне). Соответственно, по углу наклона этой линии легко рассчитать значение первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения $[I(0)_{Sr}]$ для данных гранитоидов (0,70761 ± 0,0001) и их абсолютный возраст (122 ± 1 млн лет).

Значения параметров изотопного состава биотитов гранодиорита СТ-83 оказались несколько выше таковых для слюд кварцевых диоритов и несколько выше полученной ранее изохроны. По составам валовой пробы и биотитов этого гранодиорита можно провести другую ("внутреннюю") изохрону с несколько большим углом относительно предыдущей. При близком значении $I(0)_{Sr}$=0,7076 она характеризует несколько больший возраст гранитоидов, равный 129,6 млн лет (рис. 2а). Здесь же добавим, что один из 2-х изотопных составов жильных аплитов, а именно лейкогранитов (СТ-89/8), довольно хорошо согласуется с изохроной 129,6 млн лет, а второй несколько уклоняется от нее вверх.

С другой стороны, состав пробы резкопофировидного гранита СТ-61/3 главной интрузивной фазы массива не попал ни на одну из ранее построенных изохрон. Данные породы характеризуются наиболее низкими значениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,2674 против 0,2773–0,5304) и, особенно, $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7066 против 0,7081–0,7083). Если предположить, что изотопный состав слюд данных гранитов будет отклоняться от состава слюд гранодиоритов так же, как это было выявлено по составам биотитов кварцевых диоритов и гранодиоритов, то возраст этих гранитов должен оказаться еще несколько большим, а значение $I(0)_{Sr}$ – еще меньшим.

**Чильчинский массив.** В валовых пробах кварцевых монцонитов массива значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7078–0,7088) и $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,1915–0,1912), будучи минимальными, оказались весьма близкими не только таковым калиевых полевых шпатов этих пород, но и амфиболов, в которых они увеличиваются не более чем вдвое. Значения же данных параметров для биотитов оказались гораздо более высокими ($^{87}Rb/^{86}Sr$ до 180 раз выше). К тому же, в отмеченных калишпатах, несмотря на слабо повышенные значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ в их зернах основной массы (0,4342 относительно 0,2462 во вкрапленниках) по причине накопления Rb в более поздних фазах, значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ оказались почти идентичными (0,7082–0,7084). На бинарном графике (рис. 2б) значения изотопных параметров для всех фаз кварцевых монцонитов СТ-75

**Таблица 1. Значения основных параметров изотопного состава Rb и Sr в главных типах позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.**

| N | Индекс пробы, фаза. | Название породы ($SiO_2$,%) | Rb мкг/г | $^{87}$Rb мкг/г | ±2σ | Sr мкг/г | $^{86}$Sr мкг/г | ±2σ | $^{87}$Rb/$^{86}$Sr* | ±2σ | $^{87/86}$Sr | ±2σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | **Тындинский массив (центральная часть Станового хребта).** | | | | | | | | | | |
| 1 | СТ-62 | Кварцевый диорит ГИФ (60,25) | 72 | 19,99 | 0,03 | 737 | 71,26 | 0,03 | 0,2773 | 0,0005 | 0,70812 | 0,00007 |
| 2 | СТ-62 КПШ' | - « - | 192 | 53,43 | 0,07 | 600 | 57,92 | 0,04 | 0,9119 | 0,0010 | 0,70915 | 0,00009 |
| 3 | СТ-62 БИ" | - « - | 336 | 95,13 | 0,02 | 49 | 4,769 | 0,003 | 19,7182 | 0,0167 | 0,74179 | 0,00024 |
| 4 | СТ-69 | Гранодиорит ГИФ (66, 68) | 106 | 30,09 | 0,05 | 580 | 56,08 | 0,06 | 0,5304 | 0,0015 | 0,70826 | 0,00014 |
| 5 | СТ-83 | Гранодиорит ГИФ (65,19) | 74 | 20,73 | 0,04 | 653 | 63,12 | 0,04 | 0,3246 | 0,0008 | 0,7082 | 0,00009 |
| 6 | СТ-83 БИ | - « - | 258 | 71,92 | 0,25 | 23 | 2,208 | 0,001 | 32,1979 | 0,1280 | 0,76692 | 0,00007 |
| 7 | СТ-61/3 | Гранит ГИФ (69,71) | 74 | 20,82 | 0,08 | 775 | 76,96 | 0,09 | 0,2674 | 0,0014 | 0,70656 | 0,00005 |
| 8 | СТ-88/9 | Гранит-аплит жильный (72,85) | 190 | 53,85 | 0,17 | 358 | 34,66 | 0,03 | 1,5358 | 0,0062 | 0,71185 | 0,00033 |
| 9 | СТ-89/8 | Лейкогранит-аплит жильный (77,67) | 110 | 31,3 | 0,07 | 233 | 22,56 | 0,03 | 1,3715 | 0,0049 | 0,71056 | 0,00035 |
| | | **Чильчинский массив (северо-западная часть региона)** | | | | | | | | | | |
| 10 | СТ-75 | Кварцевый монцонит I ИФ (58,92) | 94 | 26,05 | 0,02 | 1391 | 134,5 | 0,1 | 0,1915 | 0,0003 | 0,70775 | 0,00025 |
| 11 | СТ-75 КПШ'вкр | - « - | 195 | 55,25 | 0,15 | 2294 | 221,8 | 0,4 | 0,2462 | 0,0011 | 0,70841 | 0,00019 |
| 12 | СТ-75 КПШом' | - « - | 228 | 63,61 | 0,12 | 1500 | 144,8 | 0,03 | 0,4342 | 0,0009 | 0,70825 | 0,00009 |
| 13 | СТ-75 АМФ | - « - | 10 | 2,665 | 0,007 | 51 | 4,92 | 0,01 | 0,5354 | 0,0025 | 0,70869 | 0,00007 |
| 14 | СТ-75 БИ | - « - | 530 | 147,5 | 0,6 | 41 | 3,998 | 0,003 | 36,4692 | 0,1778 | 0,76425 | 0,00006 |
| 15 | СТ-124 | Кварцевый монцонит I ИФ (59,82) | 98 | 27,64 | 0,15 | 1488 | 142,9 | 0,3 | 0,1912 | 0,0015 | 0,70883 | 0,00025 |
| 16 | СТ-135 | Гранит II ИФ (70,44) | 162 | 45,8 | 0,03 | 293 | 28,301 | 0,03 | 1,5997 | 0,0028 | 0,71045 | 0,00018 |
| 17 | СТ-135БИ | - « - | 892 | 252,5 | 0,08 | 17 | 1,632 | 0,008 | 152,9389 | 0,8074 | 0,99054 | 0,00046 |
| 18 | СТ-135КПШ | - « - | 429 | 121,8 | 0,1 | 294 | 28,372 | 0,015 | 4,2436 | 0,0058 | 0,71464 | 0,00022 |
| 19 | СТ-139 | Лейкогранит II ИФ (76,11) | 212 | 60 | 0,08 | 67 | 6,482 | 0,008 | 9,1500 | 0,0238 | 0,72549 | 0,00021 |
| | | **Автохтонный Дырын-Юряхский массив** | | | | | | | | | | |
| 20 | СТ-136 | Кварцевый диорит (62,56) | 43 | 11,87 | 0,04 | 1822 | 176,2 | 0,1 | 0,0666 | 0,0003 | 0,7067 | 0,0002 |
| 21 | СТ-136 БИ | - « - | 257 | 71,65 | 0,26 | 63 | 6,08 | 0,002 | 11,6490 | 0,0466 | 0,726 | 0,00008 |
| 22 | СТ-136 АМФ | - « - | 5 | 1,47 | 0,003 | 108 | 10,4 | 0,02 | 0,1397 | 0,0006 | 0,70685 | 0,00009 |
| 23 | СТ-76" | Гранодиорит (65,04) | 47 | 13,2 | 0,02 | 1873 | 181 | 0,1 | 0,0721 | 0,0002 | 0,70698 | 0,00007 |
| 24 | СТ-76 БИ | - « - | 267 | 74,35 | 0,09 | 74 | 7,163 | 0,011 | 10,2604 | 0,0285 | 0,72463 | 0,00004 |
| 25 | СТ-76а КПШ | - « - | 113 | 31,36 | 0,06 | 2396 | 231,7 | 0,1 | 0,1338 | 0,0003 | 0,70707 | 0,00008 |
| 26 | СТ-76б КПШ | - « - | 172 | 47,97 | 0,43 | 2434 | 235,5 | 0,1 | 0,2014 | 0,0019 | 0,70716 | 0,00004 |
| 27 | СТ-458-6 | Гранит (67,39) | 50 | 14,3 | 0,04 | 1468 | 141,9 | 0,1 | 0,0996 | 0,0004 | 0,70868 | 0,00022 |
| 28 | СТ-100/3 | Гранит жильный (71,46) | 183 | 51,74 | 0,09 | 1076 | 104 | 0,1 | 0,4918 | 0,0013 | 0,70757 | 0,00016 |
| 29 | СТ-100/4 | Гранитный пегматит | 71 | 20,09 | 0,06 | 872 | 84,32 | 0,05 | 0,2355 | 0,0009 | 0,70693 | 0,00005 |

**Таблица 2. Расчет изотопного Rb-Sr возраста гранитоидов Станового хребта. Метод Йорка [1966].**

| Проба | Порода | Возраст (Ма) | Модель | $^{87/86}Sr(0)$ | Примечания |
|---|---|---|---|---|---|
| **Тындинский массив** | | | | | |
| СТ-62 | Кварцевый диорит | 121,9 ± 0,9 | 1 | 0,70761, СКВО=1,5 | Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би |
| СТ-62 | Кварцевый диорит | 121,9 ± 0,9 | 1 | 0,70764 | Внутренняя изохрона: вал+Би |
| СТ62+СТ83 | Кв.диорит+гранодиорит | 121,9 ± 0,9 | 1 | 0,70762, СКВО=0,85 | Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83) |
| СТ62+СТ83 | Кв.диорит+гранодиорит | 128 ± 6,6 | 1 | 0,70756, СКВО=76,5 | Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)+Би |
| | | 128 ± 7,9 | 3 | 0,70737 ± 0,002 | - “ - |
| СТ-83 | Гранодиорит | 129,6 ± 0,6 | 1 | 0,7076 | Внутренняя изохрона: вал+Би |
| СТ83+СТ89/8 | Гранодиорит+аплит | 130 ± 8,8 | 1 | 0,70763, СКВО=5,72 | Вал+Би(СТ-83)+вал(СТ-89/8) |
| | | 129 ± 11 | 3 | 0,70779 ± 0,0006 | - “ - |
| **Чильчинский массив** | | | | | |
| СТ-75 | Кварцевый монцонит I фазы | 109 ± 3,2 | 1 | 0,70776, СКВО=12.9 | Внутренняя изохрона: вал+Би+Амф+2КПШ |
| | | 109 ± 1,9 | 3 | 0,70773 ± 0,00048 | |
| СТ-75 | Кварцевый монцонит | 108,9 ± 3,2 | 1 | 0,70785,СКВО=6,85 | Вал+Би+Амф+КПШ(вкр.) |
| | | 108,9 ± 2,9 | 3 | 0,70779 ± 0,0005 | |
| СТ-75 | Кварцевый монцонит | 109,6 ± 0,7 | 1 | 0,70745 | Внутренняя изохрона: вал+Би |
| СТ-135 | Гранит II фазы | 130 ± 23 | 1 | 0,70721, СКВО=24,5 | Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би |
| | | 130 ± 5,9 | 3 | 0,70714 ± 0,0001 | |
| СТ-135 | Гранит II фазы | 130,2 ± 1 | 1 | 0,70749 | Внутренняя изохрона: вал+Би |
| **Автохтонный Дырын-Юряхский массив** | | | | | |
| СТ-136 | Кварцевый диорит | 117,1 ± 0,8 | 1 | 0,70661, СКВО=0,07 | Внутренняя изохрона: вал+Амф+Би |
| СТ-76 | Гранодиорит | 120,7 ± 0,5 | 1 | 0,70683, СКВО=0,60 | Внутренняя изохрона: вал+2КПШ+Би |

Примечание. Би - биотит, Амф - амфибол, КПШ - калиевый полевой шпат (вкр.- вкрапленников и ом. - основной массы); СКВО - среднее квадратичное отклонение.

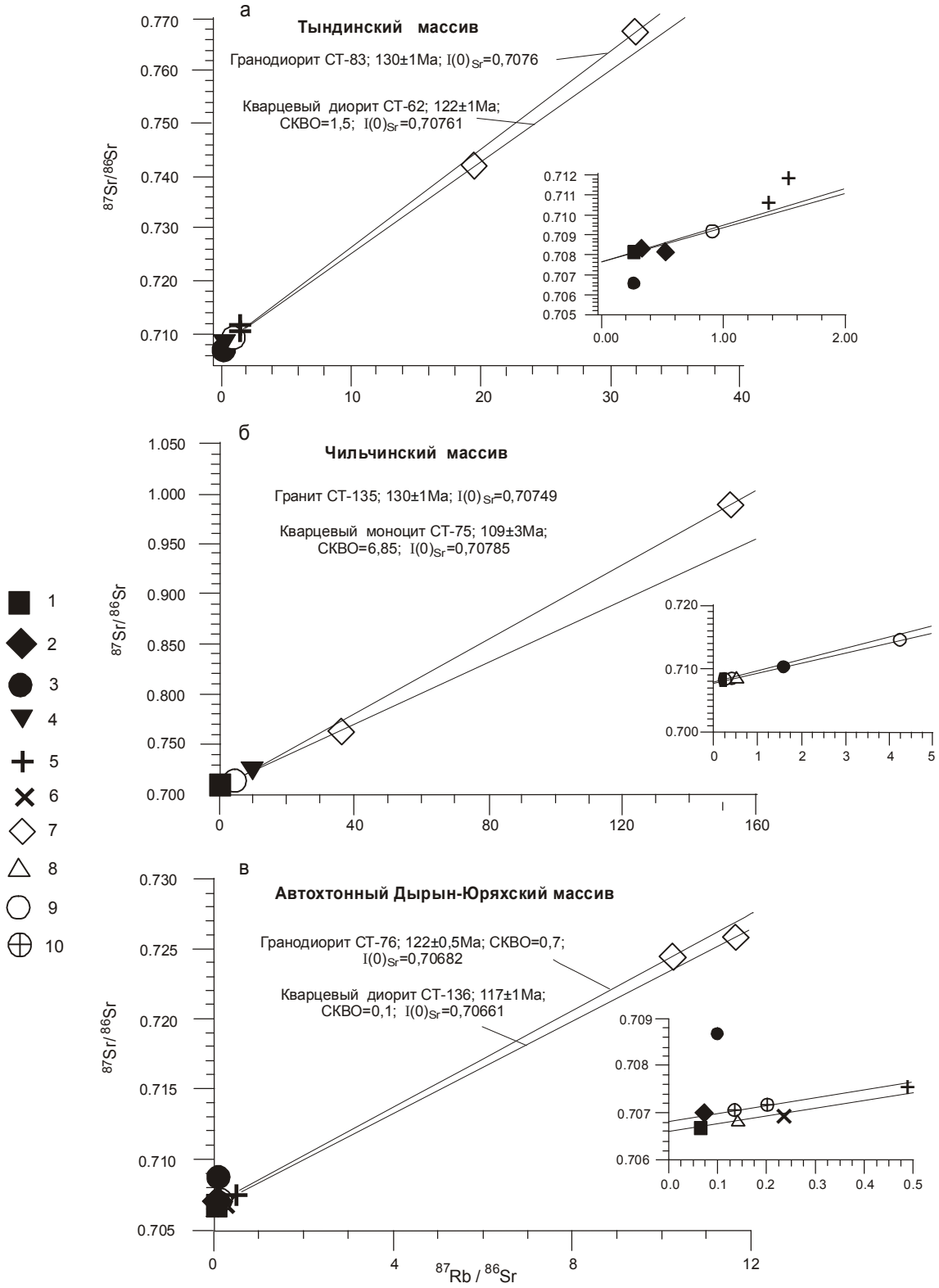



**Рис. 2.** Соотношение величин изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в позднемезозойских гранитоидах Тындинского, Чильчинского и Дырын-Юряхского массивов.

1–4 – валовые пробы гранитоидов главных фаций массивов: 1 – кварцевых монцонитов и кварцевых диоритов, 2 – гранодиоритов, 3 – гранитов, 4 – лейкогранитов; 5–6 – валовые пробы гранитоидов жильной серии: 5 – гранитов и лейкогранитов, 6 – пегматитов; 7–10 – мономинеральные пробы: 7 – биотиты, 8 – амфиболы, 9–10 – калиевые полевые шпаты (9 – основной массы породы, 10 – вкрапленников). Прямые линии соответствуют изохронам для тех или иных серий гранитоидов.

(валовой пробы, калишпатов, амфиболов и биотитов) расположились на одной изохроне, фиксирующей для них значение $I(0)_{Sr}$, равное 0,70776 ± 0,00048 и абсолютный возраст 109 ± 3,2 млн лет. Здесь же отметим, что изотопный состав 2-ой из изученных проб кварцевых монцонитов массива (СТ-124) вышеотмеченной изохроне не соответствует по причине аномально повышенного значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70883) и, соответственно, наиболее высокого предполагаемого значения $I(0)_{Sr}$ ~ 0,7080.

Значения параметров изотопного состава в различных фазах гранитов основной разности Чильчинского массива (СТ-135) на графике их соотношения распределились примерно по предыдущей схеме, хотя в биотитах относительно таковых в их валовой пробе они повышены наиболее сильно (до 750 раз). Эти значения в валовых пробах гранитов и лейкогранитов, а также биотитов пробы СТ-135 на их бинарном графике (рис.2 б) расположились вдоль одной изохроны, фиксирующей значение $I(0)_{Sr}$, равное 0,7075 (близкое таковому в кварцевых монцонитах), и абсолютный возраст – 130,2±1 млн лет, несколько больший, чем кварцевых монцонитов.

Калишпаты гранитов СТ-135, имея с валовыми пробами гранитов и лейкогранитов промежуточные значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношения, на их изохронную прямую не попали по причине несколько пониженных в них значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 2б).

**Автохтонный Дырын-Юряхский массив.** Характер распределения значений параметров изотопного состава Rb и Sr в гнейсогранитоидах данного массива (рис. 2в) во многом подобен таковому в кварцевых монцонитах Чильчинского массива. Так, в валовых пробах кварцевых диоритов и гранодиоритов они оказались лишь немного (в 2-3 раза) пониженными относительно таковых в амфиболах и разных генерациях калиевого полевого шпата, особенно последних, в биотитах же они резко повышены. При этом, во вкрапленниках калишпата, несмотря на слабо пониженные значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ в более крупной генерации, значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ практически идентичны (0,7071 против 0,7072). Соотношения данных параметров на их графике (рис. 2в) для всех фаз кварцевого диорита (валовой пробы, амфиболов и биотитов) легли на одну изохронную прямую, а значения для всех фаз гранодиорита (валовой пробы, калишпатов и биотитов) – на другую, лежащую несколько выше и круче. Соответственно, были определены значения $I(0)_{Sr}$ для данных гранитоидов (0,70661 и 0,70683), которые оказались минимальными, и их абсолютный возраст (117,1 ± 0,8 и 120,7 ± 0,5 млн лет), немного больший в наиболее кремнеземистых гранодиоритах. Значения параметров изотопного состава жильных пегматитов массива четко легли на изохрону кварцевых диоритов (рис. 2в), а жильных гранитов – немного выше.

С другой стороны, среди изученных гнейсогранитоидов (как и в интрузивных) имеются разности, а именно граниты СТ-458/6, в которых изотопный состав не соответствует ни одной из полученных изохрон (рис. 2в) по причине заметно повышенного значения в них $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0,70868). Соответственно, и в этом случае можно предполагать, что возраст этих гранитов будет древнее при относительно повышенных значениях $I(0)_{Sr}$ (~ 0,7080).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, исследование изотопного состава Rb и Sr в большинстве основных типов гранитоидов Станового хребта позволило совершенно определенно и достаточно подтвердить и уточнить позднемезозойский (109–130 млн лет) абсолютный возраст их интрузивных образований. С другой стороны, удалось доказать практически идентичный позднемезозойский (117–121 млн лет) возраст некоторых, а скорее всего и многих автохтонных гнейсогранитоидных образований Становика (ранее на всех геологических картах отнесенных к нижнему протерозою). Реальность полученных здесь цифр мезозойского Rb-Sr возраста гнейсогранитоидов подтверждает и на смежных территориях, например, юрским Rb-Sr возрастом (206 млн лет) гнейсогранитоидов Мензинского массива Дауро-Хэнтэйского свода Монголии [23].

Важно отметить часто проявляющуюся закономерную взаимозависимость значений параметров изотопного состава Rb и Sr не только в различных минеральных фазах и вале каких-либо основных типов гранитоидов, но также их наиболее кремнекислых разностях и жильной серии, которые ложатся на соответствующие изохронные линии. Так, это было выявлено в ряду минеральных фаз и валовых составов гранитов и лейкогранитов отдельной интрузивной фазы Чильчинского массива, в ряду гранодиоритов главной интрузивной фазы и жильных аплитов Тындинского массива, а также в ряду кварцевых диоритов главной фации и жильных гранитов и пегматитов Дырын-Юряхского массива. Выявленное может служить подтверждением образования магматических образований данных рядов именно в результате кристаллизационной дифференциации первичных магм. При этом, наличие среди автохтонных гнейсогранитоидов генетически связанных с ними магматических жильных гранитов может указывать на то, что первые в то время находились хотя бы частично в расплавленном состоянии.

С другой стороны, оказалось, что значения параметров изотопного состава гранитоидов среди различающихся по кремнеземистости главных разновидностей всех изученных массивов, а именно кварцевых диоритов и гранодиоритов (а также гранитов) Тындинского массива, кварцевых монцонитов и гранитов Чильчинского массива, кварцевых диоритов, гранодиоритов (и гранитов) автохтонного Дырын-Юряхского массивов, не попали на какую – либо общую для конкретного массива изохрону, причем возраст все более кремнекислых образований всегда оказывался более древним. Все это, конечно, хотя и требует дополнительного подтверждения, но скорее всего указывает на неслучайность и закономерность выявленных тенденций, позволяя говорить, что все эти образования не были сформированы в результате кристаллизационной дифференциации каких либо первичных, более мафических магм.

Соответственно, все это позволяет предполагать, с одной стороны, независимое и наиболее раннее образование (выплавление) наиболее салических гранитных магм, что особенно четко видно на примере Чильчинского массива (хотя кварцевые монцониты здесь обычно рассматривались как наиболее ранние продукты). С другой стороны, это указывает на то, что образование промежуточных по кремнеземистости магматических образований (кварцевых диоритов и гранодиоритов) происходило в результате смешения более ранних, скорее всего коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (что наиболее явно прослеживается на примере гранитоидов Тындинского массива) или в результате различной степени ассимиляции этими гранитными магмами древнего мафического корового вещества. Все это находится в хорошем соответствии с полученными нами ранее петрологическими выводами по поводу происхождения большей части мезозойских гранитоидов Становика, утверждающими их явную полигенность. Об этом же наглядно свидетельствуют, например, гибридные приконтактовые фации, неоднородность составов гранитоидов и шлировидные включения магматического облика, свидетельствующие о взаимовлиянии и смешении контрастных магм [5, 6, 8, 19] .

В соответствии с последним, недостаточно четкое попадание на изохрону кварцевых монцонитов пробы СТ-75 Чильчинского массива состава их амфиболов, а также другой валовой пробы кварцевых монцонитов (СТ-124) скорее всего обусловлено процессами гибридизма при образовании данных пород, что легко доказывается и геологическими данными.

Как следует из литературы [33], выявленнные закономерности нередки в магматических образованиях мира, но слишком часто их относят лишь к аналитическими ошибкам.

Закономерность удревления все более салических гнейсогранитоидов в пределах автохтонного Дырын-Юряхского массива может трактоваться с тех позиций, что в ходе переплавления (в том числе и частичного плавления) вмещающих толщ, будь то наиболее древние метаморфические или магматические образования, сначала происходила выплавка именно наиболее салических магм, что в общем уже давно доказано экспериментально.

Здесь же обсудим соотношение имеющихся у нас возрастных значений по гранитоидам Становика, полученных Rb-Sr и K-Ar методами [2, 3, 19], тем более, что многие из этих цифр получены по минеральным фазам одних и тех же гранитоидов.

Rb-Sr возраст части изученных нами гранитоидов оказался близким и даже идентичным их K-Ar возрасту: в гранодиоритах пробы СТ-83 Тындинского массива – 129,6 против 131 (биотит) млн лет; в гранитах пробы СТ-135 Чильчинского массива – 130 против 131 (биотит) млн лет. С другой стороны, Rb-Sr возраст в кварцевых диоритах пробы СТ-62 Тындинского массива (121–122 млн лет) оказался несколько менее древним относительно K-Ar возраста (130–149 млн лет по биотиту и амфиболу).

Rb-Sr возраст кварцевых монцонитов пробы СТ-75 Чильчинского массива (109 млн лет) оказался идентичным (108 млн лет) K-Ar возрасту по амфиболу и несколько более древним (126 млн лет) – по калишпату. K-Ar возраст 2-й изученной нами на изотопы Rb и Sr пробы кварцевых монцонитов (СТ-124) этого массива (чьи параметры состава не попали на изохрону предыдущей пробы) в целом оказался наиболее древним: 125–132 млн лет по калишпату основной массы и амфиболу и 152 млн лет по калишпату вкрапленников. Заметим, что во всех случаях K-Ar возраст по калишпатам наиболее высокий.

Аналогичным образом, Rb-Sr возраст гнейсогранодиоритов СТ-76 (120,7 млн лет) автохтонного Дырын-Юряхского массива оказался почти идентичным K-Ar возрасту (121 млн лет по калишпату), а кварцевых диоритов пробы СТ-136 этого же массива (117 млн лет) оказался более молодым (126–140 млн лет по амфиболу и биотиту). Сходные с вышеотмеченными позднемезозойские цифры K-Ar возраста были получены по биотиту для кристаллических сланцев (92–120 млн лет) и гнейсов (122 млн лет) метаморфического окружения Дырын-Юряхского массива [3], которые близки множеству цифр по аналогичным породам этого же региона, полученными другими исследователями [12]. При этом, во всех случаях они считаются явно завышенными. На наш взгляд, последнее требует проверки другими методами, в том числе и Rb-Sr методом, так как это может

оказаться весьма важным для понимания процессов не только мезозойского гранитообразования, но и преобразования (перекристаллизации) метаморфических пород в данном регионе, т.е. масштабов тектоно-магматической активизации здесь в целом. При этом, нас не должны смущать некоторые уже имеющиеся цифры докембрийского U-Pb возраста некоторых автохтонных гранитоидов (например, Чубачинского массива [31]), полученные по акцессорным цирконам, которые могут являться лишь остаточными фазами древних пород после их мезозойской перекристаллизации и переплавления.

Таким образом, мы видим по большей мере вполне четкое соответствие Rb-Sr и K-Ar возрастных данных в наиболее кремнеземистых гранитоидных образованиях (все цифры по которым могут рассматриваться как вполне реальные), максимальное несоответствие возрастных данных в наиболее мафических гранитоидных образованиях (кварцевых диоритах и монцонитоидах), а также то, что при оценке возраста гранитоидов Станового хребта Rb-Sr и K-Ar методом последняя оценка никогда не приводит к омоложению пород (что обычно предполагается в отношении данных K-Ar геохронологии). С одной стороны, это свидетельствует о вполне хорошем качестве и применимости полученных нами K-Ar датировок (которые вполне могут уточнять возрастные границы магматизма), а с другой стороны, скорее всего, подтверждает полигенность формирования и эволюции изученных гранитоидов региона.

В связи с этим, формирование тела кварцевых монцонитов Чильчинского массива можно рассматривать как более длительное, где наиболее ранние образования в северной части соответствовали по времени формированию (выплавлению) отдельной гранитной фазы того же массива, а другие, в южной части – оказались даже более молодыми, хотя ранее были закартированы как раннепротерозойские, что мы еще обсудим ниже.

Для интерпретации происхождения первичных магм могут быть использованы первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ [$I(0)_{Sr}$]. Это связано с тем [33], что данные значения в значительной степени должны характеризовать изотопный состав субстрата во время выплавления из него магм, который, как предполагается, в большинстве случаев заметно различается на разных уровнях глубинности Земли, например, в верхней мантии (менее обогащенный Rb и $^{87}Rb$, а соответственно и $^{87}Sr$) и коре (более обогащенный этими изотопами). Отмеченное во многих случаях подтверждается для различных магматических пород мира, но, к сожалению, не всегда или недостаточно четко. При этом, $I(0)_{Sr}$ заметно различаются в магматических продуктах различных геодинамических обстановок. Так, эти значения самые низкие в срединно-океанических базальтах (MORB), немного выше в вулканитах энсиалических островных дуг (минимальные в четвертичных вулканитах Курильской дуги, ~0,7030–0,7040 [1]). Во внутриконтинентальных обстановках, где сформированы и изучаемые здесь гранитоиды Станового хребта, значения $I(0)_{Sr}$ в магматических породах практически всегда выше, хотя часто весьма варьируют даже в породах близкой кремнеземистости. Все это может указывать здесь на различную степень деплетированности субстратов на данные изотопы, что может быть обусловлено разными причинами (изначальной неоднородностью субстрата, различным влиянием щелочей из мантийных магм и флюидов на ход магматического процесса, длительностью магматического процесса и т.д.).

Так, среди вулканических пород в пределах смежных со Становиком площадей Монголии, Забайкалья и т.д. минимальные значения $I(0)_{Sr}$ проявлены в рифтогенных кайнозойских щелочных базальтах Токинского Становика (7042–0,7048 [28]), а также в Сибирских траппах [Альмухамедов, устное сообщение]. Эти значения, как обычно предполагается, отражают собой именно верхнемантийное происхождение данных образований. Несколько более высокие значения этого параметра свойственны рифтогенным трахибазальтам Центрального Забайкалья (0,7053–0,7063) [15,30] и кайнозойским щелочным базальтам Джидинского комплекса Юго-Восточного Забайкалья [21], где они могут быть еще выше (0,7058–0,7076). При этом, здесь значительная часть трахиандезитов (0,7050–0,7051), кварцевых латитов (0,7063) и даже риолитов (от 0,7057 в Цухоргойской [30] до 0,7047 в Усуглинской впадинах [15]) могут иметь значения $I(0)_{Sr}$, близкое таковым в базальтах и даже ниже, как в Усуглинской впадине.

В принципе, довольно близкий характер имеет и распределение значений $I(0)_{Sr}$ в типично плутонических гранитоидных образованиях данной территории. Так, например, по имеющимся у нас данным, только в гранитоидах 3-х из 11-ти ранее исследованных на изотопы Rb и Sr массивов Монголии и Забайкалья эти значения оказались ниже 0,7070 (варьируя от 0,7045 в лейкогранитах Оленгуйского массива до 0,7050–0,7053 в гранодиоритах и гранитах Кыринского и Соктуйского массивов [23]). В гранитоидах остальных же 8 массивов, т.е. в явном большинстве, эти значения варьируют от 0,7060 до 0,7488, причем, судя по [24, 26], наиболее высокими они оказались в щелочных гранитах массива Хан-Богдо (0,7087), гранитах Юдыгинского массива (0,7107), редкометалльных гранитах Жанчивланского массива (0,7155), лейкогранитах Харалгинского массива (0,7134) и гранитах Куналейского массива (0,7488). Как обычно предполагается, все последние цифры

отражают именно коровое происхождение данных образований.

Наиболее низкие среди “коровых” гранитоидов значения $I(0)_{Sr}$ свойственны всем главным типам мезозойских гранитоидов Станового хребта (0,7066–0,7078), юрским гранитоидам Малоковалинского (0,7064–0,7065) и Итакинского (0,7076–0,7077) массивов амананского комплекса смежной территории Забайкалья [29], а также юрским гнейсогранитоидам Мензинского массива (0,7065) в пределах Дауро-Хэнтэйского свода Монголии [23]. Данные образования по значениям $I(0)_{Sr}$ в значительной степени приближаются к внутриконтинентальным базальтоидам. При этом, самые низкие значения $I(0)_{Sr}$ среди отмеченных здесь обычно свойственны именно гнейсогранитоидам автохтонных массивов.

Важно подчеркнуть, что вариации значений $I(0)_{Sr}$ в гранитоидах изученных массивов Становика довольно значительны (от <0,7066 до 0,7078 в породах Тындинского массива, 0,7071–0,7080 в породах Чильчинского массива и от 0,7066 до 0,7080 в породах Дырын-Юряхского массива), что указывает на достаточную степень изотопной неоднородности магм, из которых формировались данные гранитоиды. С другой стороны, интервалы этих вариаций значений $I(0)_{Sr}$ практически идентичны и, следовательно, характеризуют практически один и тот же источник (субстрат) для формирования и "выплавления" мезозойских как автохтонных, так и аллохтонных гранитоидов всех фаций глубинности (от абиссальных среднекоровых до гипабиссальных верхнекоровых). Следовательно, все эти гранитоидные образования изначально есть результат разной степени проявления одного и того же процесса.

Низкие значения $I(0)_{Sr}$ в изученных гранитоидах Становика (и других отмеченных здесь регионов) во многом связаны, скорее всего, именно с первичным составом соответствующих древних метаморфических толщ региона, преимущественно биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Так, несмотря на то, что у нас пока нет по ним изотопных данных, последние и не могли иметь высоких значений $I(0)_{Sr}$, так как изначально являлись низкощелочными образованиями вулканогенно-осадочного комплекса [11] . В какой-то мере подтверждать данное положение могут низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7037–0,7041) в схожих архейских гнейсах, мигматитах и гранитоидах Алагнинской зоны Восточного Присаянья [27], смежной территории по южному ограничению Алданского щита.

Дополнительным веским подтверждением генетической связи изученных автохтонных и аллохтонных образований Становика могут служить очевидная близость редкоэлементного состава этих образований при близких и весьма высоких значениях соотношения в них легких и тяжелых редкоземельных элементов. Так [7], значения La/Yb (100) отношения в гранитоидах главных фаций автохтонного Дырын-Юряхского массива весьма близки таковым не только в подобных образованиях других близкорасположенных автохтонных массивов (Чубачинский, La/Yb = 94,3), но и типичных интрузивных мезо- и гипабиссальных гранитов Чильчинского (50–100) и западной части Тындинского массива (78), а также и кислых вулканических образований в ближайших районах (до 45). Все это позволяет говорить не только о том, что все эти мезозойские автохтонные гранитоиды и родоначальные гранитные магмы типичных интрузий Становика выплавлялись из весьма близкого по составу гранатсодержащего субстрата, но и о том, что к моменту выплавления магм этот первоначально низкощелочной субстрат приобрел свойства достаточно высокощелочного [7]. Последнее же, как нами показано[7, 8], скорее всего, было обусловлено потоками высокощелочных флюидов, либо мантийными щелочнобазальтовыми магмами по мере зарождения и эволюции мезозойского магматизма. Некоторая же вариация значений $I(0)_{Sr}$ и La/Yb отношения в изученных гранитоидах по региону, скорее всего, отражает несколько меняющуюся щелочность корового субстрата, обусловленную различной степенью влияния на него мантийных щелочных флюидов и щелочных мафических магм.

Учитывая, что большинство интрузивных образований региона были сформированы в мезо- и гипабиссальной фации глубинности, степень плавления субстрата для гранитных выплавок несколько увеличивалась с уменьшением глубины, что может легко объясняться все большим уменьшением давления и соответствующим все большим прогревом и перегревом субстрата. В силу того, что выплавление салических магм происходило наиболее быстро при наименьшем времени воздействия ювенильных щелочей, соотношение щелочности, а соответственно и изотопных характеристик Rb и Sr в них может оказаться наиболее близким к таковым первичного субстрата, отражением чего, по-видимому, служат минимальные значения $I(0)_{Sr}$ в гранитах Тындинского и Чильчинского массивов.

С другой стороны, высокие значения $I(0)_{Sr}$ в кварцевых монцонитах Чильчинского массива, почти аналогичные таковым в его гранитах (0,7077–0,7078 против 0,7072–0,7075), указывают против их происхождения из базальтоидных магм, где эти значения должны быть ниже. Это же подтверждает-

ся и другими геолого-петрографическими данными о гибридном генезисе монцонитоидов и о том, что большая их часть даже не доходила до магматического состояния.

В соответствии же со всем сказанным можно полагать, что весьма неоднородные и часто гнейсовидные кварцевые монцониты и расположенные прямо над ними однородные граниты Чильчинского массива (ранее всеми рассматриваемые как образования разных интрузивных фаз) можно рассматривать и как нечто гораздо более общее, а именно как продукты разной степени переплавления метаморфических толщ на примерно близком мезоабиссальном уровне глубинности, где граниты – продукты уже отделившейся магмы на более верхних горизонтах плитообразного "очага", а кварцевые монцониты – его автохтонная нижняя часть.

Здесь же, исходя из всего вышеизложенного и из того, что субстрат для всех изученных здесь мезозойских гранитоидов разной глубинности Становика был весьма близок по составу, а мощность их огромных плитообразных массивов как автохтонного, так и аллохтонного типов примерно близка, хочется высказать мысль по поводу их происхождения. Так, гипотеза практически всех предшественников чуть ли не о "глобальном" передвижении весьма вязких гранитных магм сначала вверх по разломам, а затем вдоль ослабленных зон по напластованию метаморфических пород выглядит, на наш взгляд, явно недостаточно убедительной. Гораздо более логичным, как нам кажется, выглядит предположение о том, что данные гранитоидные плиты образовались по большей мере именно на том же месте, где и выплавились за счет частичного плавления на абиссальных уровнях (пример Дырын-Юряхского массива) и полного переплавления вмещающих древних метаморфических толщ на мезо- и гипабиссальных уровнях глубинности. К тому же, данное плавление наиболее легко могло происходить в широко развитых здесь салических по составу зонах древних гнейсов и автохтонных гранитоидов, причем на все меньших глубинах оно происходило быстрее и более полно в силу уменьшения литостатического давления (что приводило ко все большему нагреванию вмещающих толщ вплоть до их перегрева). Взаимодействие же этих гранитоидных магм на всех этапах мезозойского магматизма региона с базальтоидными верхнемантийными магмами приводило к заметной вариации состава первых, а также образованию множества мелких штоков и небольших вулканических излияний преимущественно более кремнекислого состава. При этом, значительное увеличение объема материала за счет превращения его в магму позволяло последней в достаточной степени передвигаться как по вертикали (в меньшей степени), так и по горизонтали, формируя при кристаллизации соответствующие глубине эндоконтактовые зоны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в ходе впервые проведенного детального исследования Rb-Sr изотопного состава мезозойских гранитоидов Станового хребта уточнен позднемезозойский (109–130 млн лет) возраст интрузивных образований и доказан почти идентичный возраст (117–121 млн лет) некоторых автохтонных гнейсогранитоидов региона. Последний находится в хорошем соотношении с K-Ar датировками, среди которых более "молодые" всегда отсутствовали.

Выявлено, что возраст все более кремнекислых гранитоидов среди главных разновидностей изученных массивов всегда более древний. Это позволяет допускать их формирование (в отличие от гранитов жильной серии) не в ходе кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм, а в результате независимых выплавок. Образование же промежуточных по кремнеземистости магматических продуктов происходило, скорее всего, в результате либо смешения более ранних коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (Тындинский массив), либо различной степени ассимиляции гранитными магмами древнего мафического вещества (кварцевые монцониты Чильчинского массива).

Значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах всех изученных массивов Становика низки, а их вариации хотя и довольно значительны (от <0,7066 до 0,7080), но весьма близки. Это указывает на изотопную неоднородность и полигенность их первичных магм, а также на практически один и тот же субстрат (изначально низко-, а затем более щелочной за счет влияния ювенильных флюидов), где формировались мезозойские как автохтонные, так и аллохтонные гранитоидные образования, в разной степени отражая проявление одного и того же процесса на разных глубинах без значительных передвижений магм по вертикали.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Гладков Н.Г., Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышов И.В. Вариации вещественного состава и изотопых отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. М.:Наука, 1986. С. 153–169.

2. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов, 1977. Иркутск, 1979. С. 48–54.
3. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском K-Ar возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. 1977. Иркутск, 1979. С. 54–59.
4. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. 1984. 25 с.
5. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С. 20–32.
6. Антонов А.Ю. Геохимия и петрогенезис магматических образований позднемезозойской вулкано-плутонической ассоциации южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тезисы докладов к Всероссийскому совещанию: “Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. Петрология, геодинамика, металлогения”. г. Сыктывкар, 21–23 мая 1997 г. С. 112–113.
7. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 3. С.68–80.
8. Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С.79–93.
9. Баженова Г.Н., Козлов В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист O-51-XXXII. М.:Госгеолтехиздат, 1963. 75 с.
10. Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко Л.Б. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист O-51-XXXI. М.:Недра, 1964. 72 с.
11. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Л.:Недра, 1986. Т.7, Кн.2. 239 с.
12. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
13. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С.63–70.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С.3–21.
15. Казимировский М. Э. Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1998.
16. Коваль П.В., Смирнов В.Н. О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсогранитов Монголии (по данным калий-аргонового метода) // Труды XX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1977. С. 39.
17. Коваль П.В., Смирнов В.Н. Гнейсо-граниты мезозойских поднятий и проблема мезозойской гранитизации (МНР) // Геохимия эндогенных процессов [1977]. Иркутск, 1979. С. 86–92.
18. Кричевец В.И., Терещенко Л.В. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист N-51-III. М.: М-во геологии СССР, 1981. 100 с.
19. Кузьмин А.Ю., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018–1030.
20. Левченков О.А., Балаганский В.В., Макеев А.Ф., Андерсон Е.Б., Шулешко И.К., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным) // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 25–34.
21. Литвиноский Б.А., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Занвилевич А.Н., Пахольченко Ю.А. Пермские щелочные гранитоиды Забайкалья (новые Rb-Sr-даты) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 4. С. 939–945.
22. Пампура В.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука. 1991, 120 с.
23. Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н. Рубидий-стронциевый возраст гранитоидов Монголии и Забайкалья // Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск: Изд-во СибГЕОХИ, 1976. С. 92–99.
24. Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Загорский В.Е., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Макрыгина В.А., Смирнов В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С.130–134.
25. Раузер А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист N-51-II. М.: М-во геологии СССР, 1978. 76 с.
26. Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. Первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86}$ и рубидий-стронциевый возраст редкометалльных гранитоидов МНР // Ежегодник-1975 / СибГЕОХИ. Иркутск, 1976. С. 183–188.
27. Сандимирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С. Rb-Sr возраст и и геохимия рудоносных формаций Онотско-Савинского междуречья (Восточное Присаянье) // Изотопное датирование рудных формаций. М.:Наука, 1993. С. 92–103.
28. Семенова В.Г., Соловьева Л.Б., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
29. Соколов С.Ю., Смоляр М.И. Rb-Sr возраст гранитоидов Амананского комплекса в Восточном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 954–957.
30. Таусон Л.В., Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Зубков Б.С. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья // Ежегодник-1975 / СибГЕОХИ. Иркутск, 1976. С. 178–182.
31. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.:Наука, 1980. С. 122–126.

32. Ухина И.Ф., Коген В.С. Некоторые особенности происхождения мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геология и разведка. 1975. № 8. С. 11–19.
33. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 600 с.
34. York D., Least-squares fitting of a straight line // Can. J. Phys. 1966. 44. P.1079–1086.

*Поступила в редакцию 22 апреля 1999 г.* *Рекомендована к печати В.И.Суховым*

***A.Yu. Antonov, C.I. Dril, E.V Bankovskaya***

## Rb-Sr-isotopic characteristics of the allochthonous and autochthonous Late Mesozoic granitoids from the Stanovoy Range (southern boundary of Aldan shield)

Twenty-nine samples of rocks and minerals of major types from three largest massifs of Late Mesozoic Stanovov Range granitoids (central and northwestern parts of the region) were used for Rb-Sr-isotopic characteristics. They formed in the abyssal, mesoabyssal and hypabyssal depth facies.

This investigation allowed us to define more precisely the Late Mesozoic age of the Stanovoy Range intrusion formations (109-130 MA) and prove the virtually same age of some regional autochthonous granitoids (117-121 MA). All these age values show a very good conformity with the values of K-Ar age (among which the younger values are always absent).

It was revealed that the age of all more $SiO_2$-saturated granitoids among the main varieties of the studied massifs is always more ancient. This allows us to assume its formation (as opposed to the vein granits) not as a result of crystallization differentiation of the initially more mafic magmas, but rather as a consequence of independent smeltings. The formation of the intermediate $SiO_2$-saturated magmatic products resulted from either mixing of the earlier highly $SiO_2$-saturated crust magmas with the later uppermantle basaltic magmas (Tynda massif) or from different- degree granitic magma assimilation of the ancient mafic crust matter (quartz monzonites of Chilchi massif). All of them are showed in a good conformity with our earlier petrological conclusions.

The values of the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the granitoids of all studied Stanovoy Range massifs are low, but these variations are similar, though substantial (from <0.7066 to 0.7080). This indicates the isotopic inhomogeneous and polygeneous pattern of its initial magmas, and also virtually the same substrate (initially low, and then more alkaline due to the influence of the juvenile fluids), where the Mesozoic, both autochthonous and allochthonous granitoid formations developed. In our opinion, they reflect the different degree of the same granite formation process at different depths without considerable vertical magma movements.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 76-86*

УДК [552.11 : 553.45] (571.62)

# КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ (RB -SR) ДАННЫЕ

***Г.А. Гоневчук*, В.Г. Гоневчук*, Н.С. Герасимов**, Р. Сэлтманн******

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*
***Институт земной коры, г. Иркутск*
****Музей естественной истории, г. Лондон, Великобритания*

В статье приводятся новые, в основном не опубликованные ранее результаты исследования Rb-Sr изотопной системы, а также распределения РЗЭ в магматических породах и связанных с ними постмагматических оловоносных образованиях Комсомольского рудного района (Дальний Восток, Россия).
Предполагается, что установленные различия начальных отношений изотопов стронция, а также распределения РЗЭ в близких по возрасту ( конец раннего – начало позднего мела) магматических породах разных генетических групп – магматических комплексов – отражают, в основном, разный состав субстрата магматических очагов.

***Ключевые слова:*** **оловоносный магматизм, изотопия, геохимия РЗЭ, Хабаровский край.**

## ВВЕДЕНИЕ

Комсомольский оловорудный район – один из наиболее детально исследованных геологических объектов Дальнего Востока России – часто используется как эталон в актуалистических построениях для оловоносных магматических систем. Это предопределяет особую ценность любой новой информации об особенностях его геологического строения и, в первую очередь, рудогенерирующего магматизма.

В статье приводятся оригинальные и, в основном, неопубликованные и не известные широкому кругу исследователей результаты изотопного (Rb-Sr) датирования магматических пород и некоторых постмагматических образований, определения содержания в них редких и редкоземельных элементов, а также предлагается авторский вариант интерпретации этих результатов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА

Район локализован в пределах Мяо-Чанской вулканической зоны в составе Хингано-Охотского вулканического пояса [11, 12, 17, 18, 20]. Его границами чаще всего определяются зоны Холдаминского, Эльга-Пурильского (система Кур-Мяочанского), Курмиджа-Пурильского и Хурмулинского разломов (рис. 1), контролирующие положение локального ареала магматических пород мелового возраста в юрско-раннемеловой флишоидной толще (М > 6000 м).

Результаты изучения состава терригенных пород, по данным Н.В. Огнянова (1990 г., не опубликовано), свидетельствуют о блоковой гетерогенности фундамента вулканической зоны. Северный (палеошельф) блок представляет субконтинентальную (сиалическую), а южный и восточный (палеосклон) – субокеаническую (переходную) земную кору. В схемах тектоно-стратиграфических террейнов это объясняется положением района на границе разных по геологической природе Баджальского (северный блок) и Киселевско-Маноминского (южный и восточный блоки) террейнов [6, 21]. По мнению авторов, наиболее “сиалическим” может быть северо-западный блок, ограниченный с юга зоной Сектахского, а с востока – Кур-Мяочанского разломов. Такое представление о строении фундамента вулканичес-

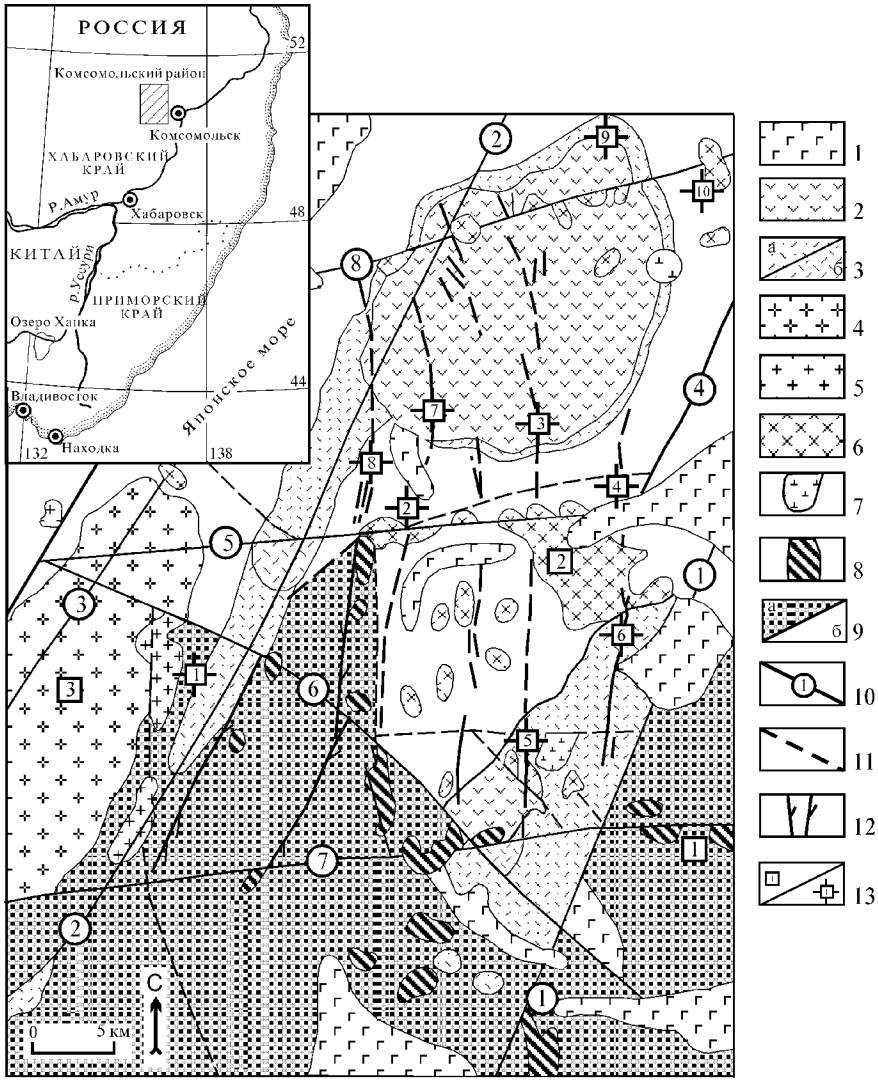



**Рис. 1.** Геологическая схема Комсомольского района.

1 – базальты неогеновые; 2 – эффузивы силинского комплекса, амутская свита: андезиты, трахи(?)риолиты и их туфы, шошониты; 3 – холдаминская толща, риолиты и их туфы: а – покровные, б – экструзивные; 4 – чалбинский комплекс, граниты; 5–7 – силинский комплекс: 5 – пироксеновые (монцо)граниты, 6 – гранодиориты–диориты, 7 – габбро; 8 – интрузивная фация пурильского комплекса; 9 – породы аккреционно-осадочного комплекса: а – субокеанических (южного и восточного), б – субконтинентальных (северного и западного) блоков, 10, 11 – разломы: 10 – главные (глубинные): 1 – Холдаминский, 2 – Кур-Мяочанский, 3 – Эльга-Гориканский, 4 – Лево-Хурмулинский, 5 – Силинский, 6 – Сектахский, 7 – Курмиджа-Пурильский, 8 – Хурмулинский; 11 – прочие; 12 – рудоконтролирующие структуры; 13 – интрузивные массивы (а): 1 – Пурильский, 2 – Силинский, 3 – Чалбинский; месторождения (б): 1 – Чалбинское, 2 – Солнечное, 3 – Перевальное, 4 – Придорожное, 5 – Фестивальное, 6 – Октябрьское, 7 – Озерное, 8 – Лунное, 9 – Соболиное, 10 – Ветвистое.

кой зоны в значительной мере объясняет особенности проявленных в ней ассоциаций магматических пород, в т.ч. металлогеническую специализацию.

По результатам исследования геологических взаимоотношений магматических пород, их петро- и геохимических особенностей (табл. 1), данным калий-аргоновой изотопии, полученным разными исследователями (табл. 2) авторами была предложена схема эволюции магматизма рудного района [3, 8], учитывающая главные положения аналогичных схем других исследователей, прежде всего М.Г.Руб [15] и Э.П. Изоха [11]. В соответствии с ней в составе магматической ассоциации (Мяо-Чанской серии, по Э.П. Изоху) района выделяются три вулкано-плутонических и один вулканический комплексы.

Пурильский вулкано-плутонический комплекс (табл. 1; ан. 1–4) объединяет кислые эффузивные и туфо-эффузивные породы двух нижних пачек холдаминской толщи и многочисленные мелкие интрузии и экструзии гранит- и гранодиорит-порфиров, локализованные, в основном, в зонах Сектахского и Курмиджа-Пурильского разломов в южном блоке. Значительно реже в интрузивной фации комплекса отмечаются более основные разности, а также калиевые и натровые аплиты. Время формирования эффузивной фации комплекса по результатам изотопного (K-Ar) датирования [2,15] определяется в интервале 100–130 млн лет. Возраст гранитоидов, определенный тем же методом по биотиту [6], составляет 91–95 млн лет для массива г.Пурил, локализованного в крайней юго-восточной части района, и 83±3 млн лет – для массива, расположенного в западной его части.

Следующие по времени образования – риолиты и их туфы третьей и четвертой пачек холдаминской толщи (табл. 1; ан. 4), а также порфировые риолиты (гранит-порфиры) Мяо-Чанской экструзии, Г.А. Гоневчук [8] выделяет в холдаминский вулканический комплекс, а М.Г. Руб [16] объединяет в вулка-

**Таблица 1. Средний химический состав магматических пород Комсомольского района.**

| Параметр | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72.48 | 66,42 | 69.82 | 68.05 | 58.49 | 74.06 | 59.80 | 59.58 | 64.49 | 70.19 | 74.85 | 72.17 | 75.64 | 42.60 |
| $TiO_2$ | 0.29 | 0.60 | 0.48 | 0.43 | 0.82 | 0.20 | 0.72 | 0.74 | 0.60 | 0.41 | 0.22 | 0.37 | 0.11 | 4.00 |
| $Al_2O_3$ | 14.30 | 16.02 | 15.35 | 14.45 | 16.53 | 13.50 | 15.60 | 15.72 | 14.91 | 13.94 | 13.04 | 13.52 | 12.54 | 13.26 |
| $Fe_2O_3$ | 0.51 | 0.69 | 0.54 | 0.68 | 1.60 | 0.72 | 1.09 | 1.08 | 1.08 | 0.50 | 0.36 | 0.62 | 0.87 | 2.70 |
| FeO | 1.65 | 3.10 | 2.21 | 2.65 | 5.55 | 1.31 | 5.82 | 6.14 | 4.52 | 3.03 | 1.33 | 1.73 | 1.57 | 13.77 |
| MnO | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.15 | 0.04 | 0.14 | 0.14 | 0.11 | 0.08 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.52 |
| MgO | 0,62 | 1.77 | 1.16 | 0.93 | 3.71 | 0.71 | 4.0 | 3.94 | 2.92 | 1.46 | 0.48 | 0.96 | 0.33 | 9.84 |
| CaO | 2.12 | 3.50 | 2.38 | 2.59 | 6.86 | 1.57 | 5.61 | 6.51 | 4.88 | 2.70 | 1.08 | 1.66 | 0.93 | 10.24 |
| $Na_2O$ | 3.86 | 3.65 | 4.05 | 2.62 | 1.94 | 1.46 | 2.11 | 2.43 | 2.44 | 2.59 | 2.47 | 2.95 | 2.89 | 0.52 |
| $K_2O$ | 2.64 | 2.65 | 2.68 | 4.00 | 1.75 | 4.95 | 2.23 | 2.23 | 2.79 | 4.08 | 5.35 | 4.76 | 4.85 | 1.84 |
| n | 12 | 36 | 14 | 12 | 23 | 11 | 10 | 24 | 24 | 19 | 12 | 12 | 12 | 1 |
| F | | 0,08 | 0,09 | | | | | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.20 | 0.12 | 0.06 | 0.10 |
| Li | | 30 | 45 | | | | | 20 | 30 | 41 | 25 | 55 | 80 | |
| Rb | 113 | 99 | 85 | 172 | 24 | 140 | 66 | 102 | 148 | 178 | 161 | 205 | 235 | 83 |
| Sr | 222 | 311 | 313 | 183 | 291 | 176 | 300 | 388 | 236 | 201 | 134 | 150 | 57 | 403 |
| Ba | 557 | 610 | 588 | | 1241 | | 487 | 448 | 658 | 687 | 155 | 414 | 154 | 190 |
| Zr | 138 | 155 | 137 | | 230 | | 133 | 141 | 153 | 144 | 131 | 183 | 63 | 331 |
| Nb | | | | | | | | 11 | 11 | 22 | 15 | 27 | 16 | |
| Y | | | | | | | | 24 | 22 | 40 | 20 | 40 | 13 | |
| Ni | 7 | 18 | 14 | 6 | 8 | 8 | 9 | 18 | 19 | 16 | 14 | 7 | 10 | 64 |
| Co | 3 | 7 | 5 | 3 | 8 | 3 | 10 | 10 | 13 | 7 | 3 | 3 | 2 | 23 |
| Cr | 22 | 42 | 31 | 20 | 55 | 18 | 63 | 62 | 72 | 78 | 34 | 18 | 32 | 94 |
| V | 26 | 127 | 59 | 39 | 90 | 34 | 130 | 116 | 101 | 96 | 31 | 29 | 13 | 157 |
| Cu | 34 | 106 | 98 | 20 | 37 | 19 | 54. | 39 | 47 | 30 | 89 | 21 | 44 | 40 |
| Sn | 13 | 6 | 5 | 7 | 7 | 10 | 10 | 11 | 14 | 11 | 12 | 13 | 9 | 5 |
| Pb | 40 | 15 | 18 | 41 | 23 | 29 | 20 | 25 | 30 | 35 | 52 | 77 | 35 | 135 |
| Zn | 28 | 57 | 48 | 48 | 35 | 50 | 41 | 62 | 57 | 42 | 32 | 55 | 60 | 346 |
| B | 158 | 12 | 13 | 107 | 31 | 125 | 35 | 39 | 36 | 51 | 38 | 27 | 32 | 95 |
| n | 48 | 50 | 7 | 52 | 17 | 20 | 32 | 24 | 24 | 19 | 12 | 22 | 12 | 2 |

Примечание. 1–3 – пурильский комплекс: 1 – риолиты (туфы риолитов) первой и второй пачек холдаминской толщи, 2 – гранодиориты, 3 – граниты; 4 – риолиты (туфы) четвертой пачки холдаминской толщи; 5–11– силинский комплекс: 5, 7 – андезиты первой и третьей пачек амутской свиты; 6 – риолиты (туфы) второй пачки амутской свиты, 8 – диориты и кварцевые диориты, 9 – гранодиориты, 10 – (монцо) граниты, 11 – мелкозернистые биотитсодержащие граниты; 12, 13 – чалбинский комплекс: 12 – крупнозернистые биотитовые (с роговой обманкой), 13 – мелкозернистые лейкократовые (с биотитом) граниты; 14 – пикробазальты позднеюрско-раннемеловые [по 13]. Здесь и далее пропуск в таблице – отсутствие данных. F–Y – по данным единичных (до 10) определений.

но-плутоническом комплексе с гранитами Чалбинского массива. Возраст пород, по данным K-Ar датирования, колеблется в интервале 83–100 млн лет (83; 88 млн лет – экструзивная разность).

Силинский вулкано-плутонический комплекс представлен в эффузивной фации андезитами амутской свиты (мощностью до 1500 м), в разрезе которой присутствует горизонт ( М = 15–80 м) ультракалиевых риолитов (туфов), а в интрузивной – рядом пород от габбро до лейкократовых (в т.ч. турмалинсодержащих) гранитов с преобладанием кварцевых диоритов и гранодиоритов. Ареал комплекса, в основном, ограничен площадью северного блока, хотя его интрузии распространяются в пределы южного блока, вплоть до зоны Сектахского разлома. Время формирования силинского комплекса по результатам

**Таблица 2. Результаты изотопного (K-Ar) датирования магматических пород Комсомольского района.**

| Комплекс, массив | Порода, минерал | Возраст, млн лет | Источники, лаборатория |
|---|---|---|---|
| Пурильский ($Chl_{1-2}$) | Риолиты и их туфы | 125–130 | Бондаренко Е.И., 1977; ДВИМС |
| Пурильский массив | Гранодиорит, биотит | 91–94 (±4) | Авторские; ДВТГУ СВКНИИ |
| Верхне-Силинский м-в | Гранит, биотит | 81–84 (±3) | -“-; ИГЕМ |
| Силинский | | | |
| Силинский | Андезитовый порфирит | 90±10 | Руб М.Г., 1964; ИГЕМ |
| то же | -“- | 94±8 | то же |
| -“- ( $am_{1,3}$) | -“- | 90–100 | Бондаренко Е.И., 1977; ДВТГУ |
| -“- ($am_2$) | Туф риолита | 86,88, 96 | то же |
| Силинский | Кварцевое габбро | 113 | Изох Э.П., 1959; ВСЕГЕИ |
| то же | Диорит | 98±6 | Авторские; СВКНИИ |
| -“- | Гранодиорит | 95 | Изох Э.П,1959, ВСЕГЕИ |
| -“- | -“- | 96±5 | Руб М.Г.,1964; ИГЕМ |
| То же (Солнечное м -е ) | Гранит | 81–85 (±5) | Авторские; ДВГИ |
| То же | Кварц-полевошп.-биотит.жилы экзоконтакта | 86,2±1,8 | Ishihara, Gonevchuk et al., 1997 |
| Силинский м-в | Лейкогранит | 94–95(±5) | Авторские; СВКНИИ |
| то же | Турмалиновый гранит | 90±5,0 | то же |
| -“- | Пегматит | 84–85(±5) | -“- |
| Чалбинский массив | Пироксенсодержащий гранит, биотит | 94,3±2,1 | Авторские, 1995; Митсубиси, Япония |
| то же | то же | 94,2±2,1 | то же |
| -“- | -“- | 114±5,0 | Авторские; ДВГИ |
| -“- | -“- | 107±5,0 | -“- |
| -“- | м/з пироксенсодержащий гранит, биотит | 86±1,9 | Авторские; Митсубиси, Япония |
| -“- | то же | 86,4±1,9 | то же |
| -“- | Шлировый пегматит с турмалином | 80±5,0 | Авторские; ДВТГУ |
| Холдаминский ($Chl_{3-4}$) | -“- | 100±4 | Руб М.Г., 1964; ИГЕМ |
| экструзия | -“- | 88 | Эпов П.А, 1956; ВСЕГЕИ |
| Чалбинский | к/з гранит, | | Авторские; |
| Чалбинский | биотит | 90,1±2,0 | Митсубиси, Япония |
| -“- | то же | 90,2±2 | то же |
| -“- | -“- | 89,9±2,0 | -“- |
| -“- | -“- | 90,0±2,0 | -“- |
| -“- | -“- | 101±5,0 | там же |
| | -“- | | ДВГИ |
| -“- | -“- | 103±5,0 | то же |
| -“- | -“- | 88±4,0 | Авт., СВКНИИ |
| -“- | -“- | 93±5,0 | ИГЕМ (Руб,Макеев,1961) |
| -“- | -“- | 85±5,0 | ИГЕМ (Макеев, 1961) |
| -“- | к/з гранит, порода | 76–86 | Авторские; ДВТГУ |
| -“- | м/з гранит, порода | 75±5,0 | то же |

Примечание. Таблица дана по [7].

изотопных определений, выполненных разными исследователями, определяется интервалом 80–100 млн лет (по данным флористических определений возраст амутской свиты – сенонский). Наиболее молодые в этой ассоциации, по данным K-Ar датировок по биотиту [9], – мелкозернистые биотитовые граниты даек и штоков в пироксенсодержащих гранитах Чалбинского массива, а также близкие им по составу граниты, обнаруженные на глубоких горизонтах Солнечного месторождения [4]. Их возраст около 86 млн лет. Возраст пироксенсодержащих гранитов (гранодиоритов) Чалбинского массива, по данным K-Ar датировок, колеблется от 114 до 75 млн лет.

Чалбинский интрузивный комплекс представляют гранитоиды одноименного массива, расположенного в крайней западной части района. Положение его здесь контролируется разломами север-северо-восточного направления (зона Горинского глубинного разлома). Большинство исследователей западную границу массива принимают за естественную (западную) границу рудного района. Распространение чалбинских гранитоидов в южном направлении ограничено зоной Курмиджа-Пурильского субширотного разлома. Возраст гранитов главной фазы Чалбинского массива (биотитовые и биотит-роговообманковые) по данным K-Ar датировок по биотиту – 103–76 млн лет (наиболее вероятный – 90 млн лет), а поздней интрузивной фазы мелкозернистых биотитовых гранитов – около 75 млн лет.

Инициальный этап эволюции магматической серии Комсомольского района отмечают, по нашему мнению [7], пикробазальты силлов в разрезе терригенного комплекса.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование рубидий-стронциевой изотопной системы магматических пород выполнено в лаборатории ДВИМС (г.Хабаровск) в период с 1990 по 1995 год. Полученные датировки (табл. 3, рис.2), в основном, подтверждают временной интервал формирования оловоносной магматической серии Комсомольского района и последовательность в ней магматических комплексов, установленные по калий-аргоновым датам.

Главная интрузивная фаза пурильского комплекса – гранодиориты (кварцевые диориты) – имеет возраст около 113 млн лет и близка по времени становления к образованию риодацитов (туфов) четвертой пачки холдаминской толщи (около 111 млн лет). В то же время, риолиты, по особенностям химического состава отнесенные к пурильскому комплексу, охарактеризованные по четырем пробам, взятым на участке пересечения Сектахского разлома с Кур-Мяочанским (рис. 1), оказались "молодыми" – 86±12 млн лет. Это можно объяснить влиянием на изотопную систему риолитов интрузии чалбинских гранитов. Такое объяснение кажется тем более вероятным, что аналогичный возраст (табл. 2) определен для риолитов Мяо-Чанской экструзии, пурильских гранитов Верхне-Силинского массива, а также турмалин-мусковитовых грейзенов в гранитах Чалбинского массива и в его экзоконтакте. Однако возраст 85–86 млн лет установлен и для гранитов месторождения Солнечного (табл 2, 3), где влияние Чалбинской интрузии представляется проблематичным.

Дата 102±6 млн лет характеризует выборку, составленную из пород всех трех пачек амутской свиты. Положение фигуративных точек на этой изохроне (рис. 2) подтверждает высказанную нами ранее точку зрения о комагматичности андезитам ультракалиевых риолитов, образующих незначительный (М = 15–80 м) горизонт в разрезе свиты. Преобладающие в интрузивной фации этого комплекса кварцевые диориты и гранодиориты, по данным Rb-Sr изотопии, имеют возраст около 98 млн лет, а пироксенсодержащие граниты (монцограниты) – около 97 млн лет. Последний результат, полученный по трем точкам, также как и все последующие в таблице 3, характеризующие граниты Чалбинского массива и месторождения Солнечного [4], можно рассматривать лишь как предварительные. В соответствии с ними чалбинские граниты имеют возраст 77±7 млн лет в главной и 72±15 млн лет – в заключительной фазах, а граниты месторождения Солнечного – около 85 млн лет.

Установленные начальные отношения изотопов стронция могут быть интерпретированы как указание на "мантийный" генезис пурильских гранитоидов ($I^o_{Sr}$ = 0.70499), "корово-мантийную" природу Силинского и Чалбинского комплексов ($I^o_{Sr}$ = 0.70630–0.70760) и "коровую" – риолитов холдаминской толщи ($I^o_{Sr}$ = 0.70829–0.70954). Показательно, что "мантийные" изохроны характеризуют породы магматических тел, локализованных к югу от Сектахского разлома, в т.ч. и главную фазу гранитов Чалбинского массива, а породы тел, расположенных к северу от указанного разлома, имеют отношения изотопов стронция "мантийно-коровые" и "коровые". Это, в определенной мере, соответствует представлениям о гетерогенности фундамента вулканической зоны: субконтинентальной природе северного и субокеанической – южного блоков.

Результаты изотопных исследований, по нашему мнению, хорошо подтверждают комагматичность эффузивных пород амутской свиты, в том числе ультракалиевых риолитов и силинских монцонитоидов, и генетическую самостоятельность пуриль-

**Таблица 3. Результаты исследования Rb-Sr изотопной системы магматических пород Комсомольского района.**

| Изо-хрона | Комплекс. Порода | № проб: порядков., авторский | Rb мкг/г | Sr мкг/г | $^{87}Rb/^{86}Sr$ | $^{87}Sr/^{86}Sr$ | Параметры изо (эро) хроны |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | Пурильский (?).Нижняя (?) пачка холдаминской толщи ($chl_{1-2}$).Вблизи Чалбинского интру-зива.Туф риолита | 1. ВГ-13 | 151.1 | 135.4 | 3.2677 | 0.71353 | τ – 86±12 млн лет |
| | | 2. ВГ-2 | 36.5 | 362.0 | 0.2949 | 0.70996 | $I_{Sr}$ – 0.70954± |
| | | 3. ВГ-4 | 50.2 | 262.1 | 0.5612 | 0.71021 | 0.00045 |
| | | 4. ВГ-10 | 118.0 | 255.6 | 1.3567 | 0.71107 | СКВО – 0.5 |
| II | Пурильский. Кварцевые диориты и гранодиориты. Юго-восточная часть площади района, г. Пурил | 1. ЧГ-814 | 106.7 | 499.6 | 0.6252 | 0.70601 | τ – 113±25 млн лет |
| | | 2. ЧГ-812 | 96.9 | 450.0 | 0.6300 | 0.70581 | $I_{Sr}$ – 0.70499± |
| | | 3. 4183/1 | 104.4 | 355.0 | 0.8611 | 0.70622 | 0.00024 |
| | | 5. ВГ-86 | 148.2 | 405.4 | 1.0700 | 0.70686 | СКВО – 1.3 |
| | | 6. ВГ-86 * | 10.2 | 121.6 | 0.2463 | 0.70539 | |
| | | 7. ВГ-86** | 23.0 | 129.3 | 0.5204 | 0.70585 | |
| III | Холдаминский (?). Верхняя пачка холдаминской толщи ($chl_4$). Амутская мульда. Риолиты (риодациты) и их туфы. | 1. 430/512 | 36.6 | 240.3 | 0.4460 | 0.70890 | τ – 111±23 млн лет |
| | | 2. 430/509 | 52.2 | 223.9 | 0.6831 | 0.70930 | $I_{Sr}$ – 0.70829± |
| | | 3. 430/541 | 110.6 | 272.1 | 1.1906 | 0.71022 | 0.00044 |
| | | 4. 430/520 | 121.6 | 154.8 | 2.3014 | 0.71185 | СКВО – 1.1 |
| IV | Силинский. Амутская свита. Андезиты (1–4; $am_1$). Риолиты (5–7; $am_2$) . Андезиты (8,9; $am_3$). | 1. ВГ-514 | 15.2 | 346.7 | 0.1280 | 0.70767 | τ – 102±6 млн лет |
| | | 2. 8155 | 32.7 | 236.4 | 0.4053 | 0.70802 | $I_{Sr}$ – 0.70749± |
| | | 3. 428.289 | 152.9 | 220.0 | 2.0347 | 0.71041 | 0.00012 |
| | | 4. 430/358 | 97.7 | 237.3 | 1.2054 | 0.70963 | СКВО – 1.9 |
| | | 5. 428/114 | 120.0 | 191.9 | 1.8300 | 0.71035 | |
| | | 6. 430/241 | 159.3 | 163.1 | 2.8605 | 0.71169 | |
| | | 7. 442/463 | 128.5 | 127.8 | 2.9449 | 0.71146 | |
| | | 8. 460/98 | 59.8 | 338.8 | 0.5169 | 0.70820 | |
| | | 9. 442/399 | 71.5 | 263.2 | 0.7950 | 0.70874 | |
| V | Силинский. Диориты, гранодиориты. | 1. 8159 | 88.8 | 251.8 | 1.0324 | 0.70898 | τ – 98±19 млн лет |
| | | 2. 4184/1 | 98.8 | 202.8 | 1.4252 | 0.70949 | $I_{Sr}$ – 0.70755± |
| | | 3. 8178/9 | 138.8 | 258.9 | 1.5690 | 0.7095 | 0.00053 |
| | | 4. 4190/3 | 220.4 | 162.3 | 3.9758 | 0.7138 | СКВО – 0.3 |
| VI | Силинский (?). Гранодиориты, пироксеновые граниты. Чалбинский массив. | 1. 4178/2 | 210.8 | 188.9 | 3.2737 | 0.70998 | τ – 97±(25)млн лет |
| | | 2. 4180/4 | 180.2 | 228.8 | 2.3053 | 0.70878 | $I_{Sr}$ – 0.70552± |
| | | 3. 4178/5 | 251.3 | 86.1 | 8.5546 | 0.71731 | 0.00085 |
| | | | | | | | СКВО – 1.1 |
| VII | Чалбинский. Крупнозернистые граниты. Главная фаза. | 1. ВГ-39 | 213.2 | 143.0 | 4.3646 | 0.71111 | τ – 84(77±7)млн лет |
| | | 2. ЧГ-467 | 205.5 | 135.2 | 4.4510 | 0.71120 | $I_{Sr}$ – 0.70630± |
| | | 3. ЧГ-467* | 7.5 | 12.4 | 1.7831 | 0.70797 | 0.00095 |
| | | | | | | | СКВО – 0.0 |
| VIII | Чалбинский. Мелкозернистые лейкократовые граниты. Дополнительная фаза. | 1. ВГ-44 | 330.3 | 46.2 | 20.9634 | 0.72921 | τ – 72±15 млн лет |
| | | 2. ВГ-46 | 225.8 | 65.5 | 10.0984 | 0.71732 | $I_{Sr}$ – 0.70795± |
| | | 3. ВГ-45 | 234.4 | 57.8 | 11.8765 | 0.72050 | 0.00253 |
| | | | | | | | СКВО >10 |
| IX | Силинский (?). Граниты. Месторождение Солнечное. | 1. ВГ-742 | 199.0 | 194.1 | 3.0007 | 0.71095 | τ – (85) млн лет |
| | | 2. ВГ-728 | 207.8 | 169.2 | 3.5970 | 0.71158 | $I_{Sr}$ – 0.7076 |
| | | 3. 22-135 | 200.8 | 181.1 | 3.2470 | 0.71093 | СКВО >3.5 |

Примечание. * – амфибол,** – биотит. В скобках – результат не достоверен.

ских гранитоидов. В то же время, они не вносят ясности в проблему формирования гранитоидов Чалбинского массива и их генетического взаимоотношения с холдаминскими риолитами. Одна из важнейших причин этого – недостаточная полнота исследования, обусловленная недостаточными техническими и финансовыми возможностями. Сегодня можно лишь констатировать, что в последовательных образованиях Чалбинского массива возрастает доля “коровой” составляющей (табл. 3): пироксенсодержащие монцограниты – 97 млн лет, $I^o_{Sr}$ – 0.7055; биотитовые с роговой обманкой граниты – 77 млн лет, $I^o_{Sr}$ –

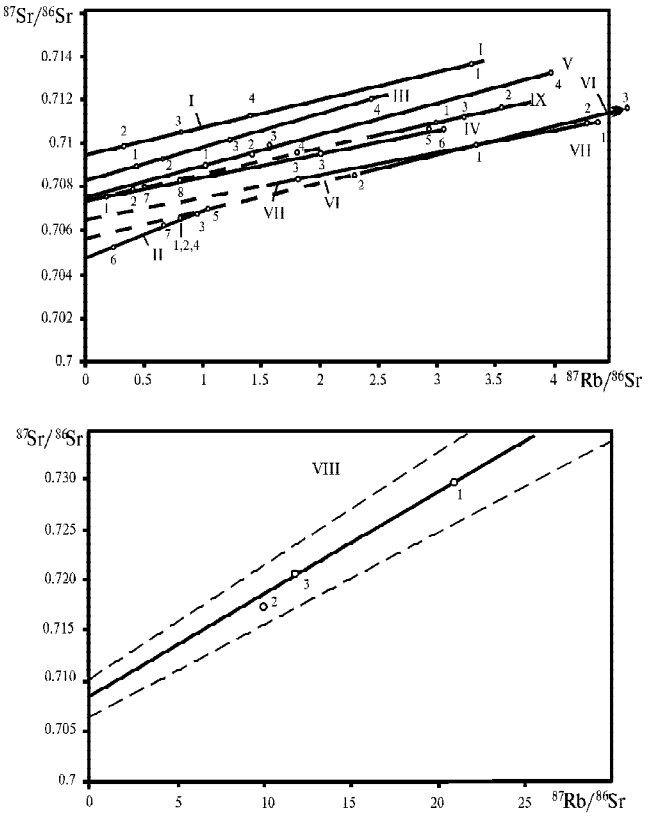



**Рис. 2**. Изохроны магматических пород Комсомольской РМС (по данным табл. 3).

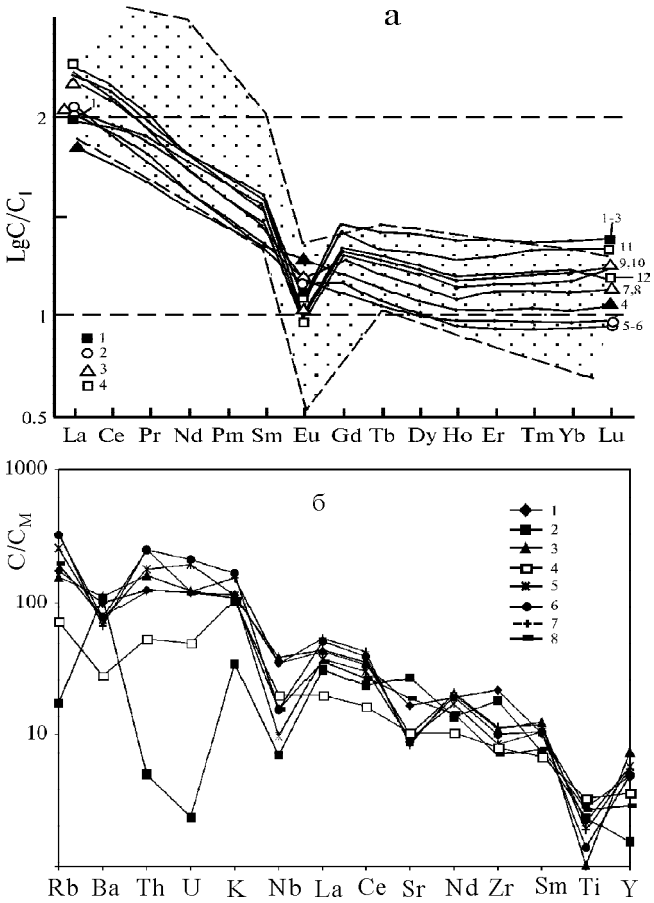



**Рис. 3.** Распределение редкоземельных, некоторых редких и породообразующих элементов в магматических породах Комсомольского района.

а – нормировано по хондриту $C_1$; 1 – риолиты пурильские (?); 2 – гранитоиды пурильские; 3 – силинский комплекс, залитые – андезиты (амутские); 4 – чалбинский гранитный комплекс. Крапом выделено поле гранитов S-типа; б – нормировано по примитивной мантии; 1 – верхняя кора, 2 – нижняя кора; 3 – холдаминская свита, риолиты (табл. 4, ан. 1–3); 4 – силинский комплекс, амутская свита, андезиты (ан. 4); 5 – силинский комплекс, диориты и гранодиориты (ан. 7, 8); 6 – то же, граниты (ан. 9, 10); 7 – чалбинский комплекс (ан. 11, 12); 8 – пурильский комплекс (ан. 5, 6).

0.7063; лейкократовые с биотитом граниты даек и штоков – 72 млн лет, $I^o_{Sr}$ – 0.7079.

Содержание и распределение РЗЭ (табл. 4; рис. 3, 4) характеризуют рассматриваемые магматические породы как вероятные производные верхнекоровых магматических очагов при различном участии базитового (мантийного) вещества. Андезиты амутской свиты, по этим данным, близки к высокоглиноземистым, обогащенным щелочами андезитам. Отношение Eu/Eu* (1.02) характеризует их как “первичные выплавки“ [1]. Комагматичные андезитам гранитоиды силинского комплекса, по-видимому, являются продуктом глубокой дифференциации андезитового расплава (Eu/Eu* < 0.5) при отделении оливина (накопление всех РЗЭ), плагиоклаза (европиевый минимум) и на заключительной стадии – пироксена (преимущественное накопление легких РЗЭ).

Пурильские гранитоиды, в сравнении с силинскими, менее обогащены РЗЭ, особенно легкими, и по этому признаку могут быть дифференциатами толеитовых андезитов (Eu/Eu* = 0.75). Отсутствие европиевого минимума может указывать на отсутствие в отделяющейся кристаллической фазе плагиоклаза, либо фиксирует более окислительные условия эволюции расплава [5, 7].

Граниты Чалбинского комплекса имеют наиболее высокие содержания редкоземельных элементов, а также самый глубокий европиевый минимум при наиболее низком отношении Eu/Eu* – 0.28–0.30. По этим признакам близки к ним холдаминские риолиты, отличающиеся более низким содержанием лантана и церия. По содержанию РЗЭ, редких щелочей именно эти риолиты наиболее близки к составу верхней коры. Самое значительное их отличие – низкое содержание циркония и, соответственно, пониженная величина отношения Zr/Hf, по которому они, так же, как и другие характеризуемые породы, ближе к мантийным производным. Как гранитоиды андезитового ряда [19] необходимо рассматривать по этому признаку, а также по содержаниям Ba, Sr не

**Таблица 4. Содержание петрогенных, редкоземельных и некоторых редких элементов в магматических породах Комсомольского района.**

| Параметр | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 77,63 | 76,01 | 70,26 | 60,30 | 68.07 | 67.28 | 63.93 | 64.23 | 69.34 | 72.17 | 68.75 | 71.69 |
| $TiO_2$ | 0,16 | 0,20 | 0,30 | 0,70 | 0.56 | 0.58 | 0.47 | 0.47 | 0.33 | 0.26 | 0.48 | 0.30 |
| $Al_2O_3$ | 13,17 | 13,50 | 14,92 | 15,20 | 15.64 | 6.48 | 15.21 | 15.31 | 14.21 | 13.35 | 14.38 | 13.67 |
| $Fe_2O_3$ | 0,13 | 0,09 | 1,00 | 1,90 | 0.13 | 0.05 | 3.53 | 1.24 | 2.23 | 0.80 | 1.77 | 1.50 |
| FeO | 0,40 | 0,69 | 1,59 | 6,70 | 3.95 | 3.00 | 2.56 | 4.41 | 1.78 | 1.46 | 2.68 | 2.00 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,10 | 0.09 | 0.06 | 0.09 | 0.13 | 0.07 | 0.01 | 0.08 | 0.05 |
| MgO | 0,44 | 0,35 | 0,33 | 3,18 | 1.20 | 1.60 | 2.98 | 3.02 | 1.28 | 1.10 | 1.02 | 0.42 |
| CaO | 1,47 | 1,89 | 2,04 | 5,00 | 2.52 | 3.79 | 4.40 | 4.60 | 2.39 | 2.32 | 2.41 | 1.72 |
| $Na_2O$ | 4,60 | 3,52 | 3,26 | 3,20 | 4.18 | 3.78 | 2.68 | 2.56 | 3.25 | 2.68 | 3.19 | 2.93 |
| $K_2O$ | 1,68 | 3,28 | 4,36 | 3,00 | 3.40 | 2.82 | 3.37 | 3.17 | 4.58 | 4.71 | 4.40 | 4.96 |
| F | | | | | | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.12 | 0.20 | 0.12 | 0.09 |
| $H_2O$ | 0,70 | 0,72 | 0,50 | 0,80 | 0,35 | 0,40 | 1,15 | 0,41 | 0,43 | 0,58 | 0,52 | 0,60 |
| Rb | 11,4 | 111 | 142 | 45,5 | 141 | 104 | 185 | 140 | 210 | 206 | 220 | 206 |
| Sr | 258 | 243 | 137 | 219 | 333 | 454 | 183 | 208 | 186 | 190 | 215 | 141 |
| Y | 40,5 | 28,7 | 30,4 | 16,4 | 13.4 | 13.3 | 28.4 | 23.1 | 22.6 | 22.2 | 28.4 | 22.0 |
| Zr | 142 | 94,8 | 136 | 90,8 | 75.7 | 80.6 | 101 | 89.8 | 104 | 121 | 153 | 103 |
| Cs | 3,12 | 2,33 | 3,37 | 10,2 | 10.9 | 6.17 | 19.0 | 5.68 | 14.1 | 9.51 | 12.6 | 10.6 |
| Ba | 428 | 1280 | 630 | 194 | 554 | 535 | 479 | 549 | 518 | 546 | 503 | 419 |
| La | 22,0 | 34,0 | 36,1 | 14,0 | 24.3 | 26.4 | 26.2 | 26.4 | 34.0 | 37.3 | 37.1 | 39.1 |
| Ce | 50,9 | 71,7 | 76,7 | 30,8 | 49.3 | 52.0 | 56.9 | 56.6 | 69.4 | 77.5 | 76.8 | 82.9 |
| Pr | 6,14 | 8,09 | 8,91 | 3,70 | 5.66 | 5.88 | 6.65 | 6.49 | 7.64 | 8.63 | 8.57 | 8.34 |
| Nd | 22,8 | 27,7 | 31,5 | 14,1 | 19.4 | 20.0 | 23.5 | 22.9 | 24.5 | 28.0 | 28.9 | 27.3 |
| Sm | 5,16 | 5,16 | 6,12 | 2,97 | 3.51 | 3.38 | 4.84 | 4.41 | 4.38 | 4.95 | 5.47 | 4.86 |
| Eu | 0,592 | 0,589 | 0,765 | 1,02 | 0.806 | 1.02 | 0.803 | 0.807 | 0.591 | 0.574 | 0.715 | 0.487 |
| Gd | 5,97 | 4,62 | 5,75 | 3,11 | 2.85 | 2.91 | 4.87 | 4.02 | 4.01 | 4.19 | 4.92 | 4.10 |
| Tb | 1,05 | 0,709 | 0,902 | 0,495 | 0.425 | 0.411 | 0.764 | 0.656 | 0.625 | 0.644 | 0.763 | 0.660 |
| Dy | 6,90 | 4,59 | 5,45 | 2,95 | 2.42 | 2.40 | 4.76 | 3.92 | 3.85 | 3.75 | 4.82 | 3.94 |
| Ho | 1,46 | 1,04 | 1,10 | 0,613 | 0.481 | 0.448 | 0.962 | 0.783 | 0.806 | 0.768 | 1.02 | 0.794 |
| Er | 4,31 | 3,31 | 3,27 | 1,80 | 1.38 | 1.37 | 2.86 | 2.40 | 2.39 | 2.30 | 3.02 | 2.31 |
| Tm | 0,644 | 0,500 | 0,490 | 0,276 | 0.202 | 0.196 | 0.426 | 0.361 | 0.372 | 0.348 | 0.492 | 0.373 |
| Yb | 4,23 | 3,26 | 3,26 | 1,76 | 1.41 | 1.31 | 2.78 | 2.33 | 2.47 | 2.31 | 3.25 | 2.46 |
| Lu | 0,632 | 0,490 | 0,485 | 0,272 | 0.213 | 0.203 | 0.428 | 0.369 | 0.383 | 0.372 | 0.497 | 0.349 |
| Hf | 5,75 | 3,76 | 4,48 | 2,66 | 2.49 | 2.37 | 3.26 | 3.01 | 4.21 | 4.53 | 5.44 | 4.00 |
| Th | 15,7 | 10,4 | 13,9 | 4,42 | 10.5 | 9.79 | 14.3 | 15.6 | 19.7 | 22.2 | 23.7 | 18.6 |
| U | 2,37 | 1,72 | 3,65 | 1,03 | 3.31 | 1.72 | 4.42 | 3.74 | 2.07 | 6.76 | 2.58 | 2.50 |
| Eu/Eu* | 0.33 | 0.36 | 0.39 | 1.02 | 0.76 | 0.72 | 0.50 | 0.58 | 0.42 | 0.37 | 0.28 | 0.32 |
| Zr/Hf | 24.7 | 21.2 | 30.3 | 34.1 | 30.4 | 34.0 | 33.5 | 30.0 | 24.7 | 26.7 | 28.1 | 25.7 |
| РЗЭ | 133 | 166 | 181 | 78 | 112 | 118 | 137 | 133 | 153 | 171 | 176 | 178 |

Примечание. 1–3 – натровые риолиты холдаминской толщи ($chl_1$?), 4 – андезиты нижней пачки амутской свиты ($am_1$); 5, 6 (обр. ВГ-89, 8421) – гранитоиды пурильские; 7–10 (ВГ-752/1;ВГ-735; ЧГ-332; ВГ-729) – гранитоиды силинские; 11, 12 (8234, ЧГ-469) – граниты чалбинские. Определение петрогенных окислов, фтора и воды проведено в лабораториях ДВГИ ДВО РАН, остальные определения выполнены в Исследовательском Центре г. Потсдама, Германия.

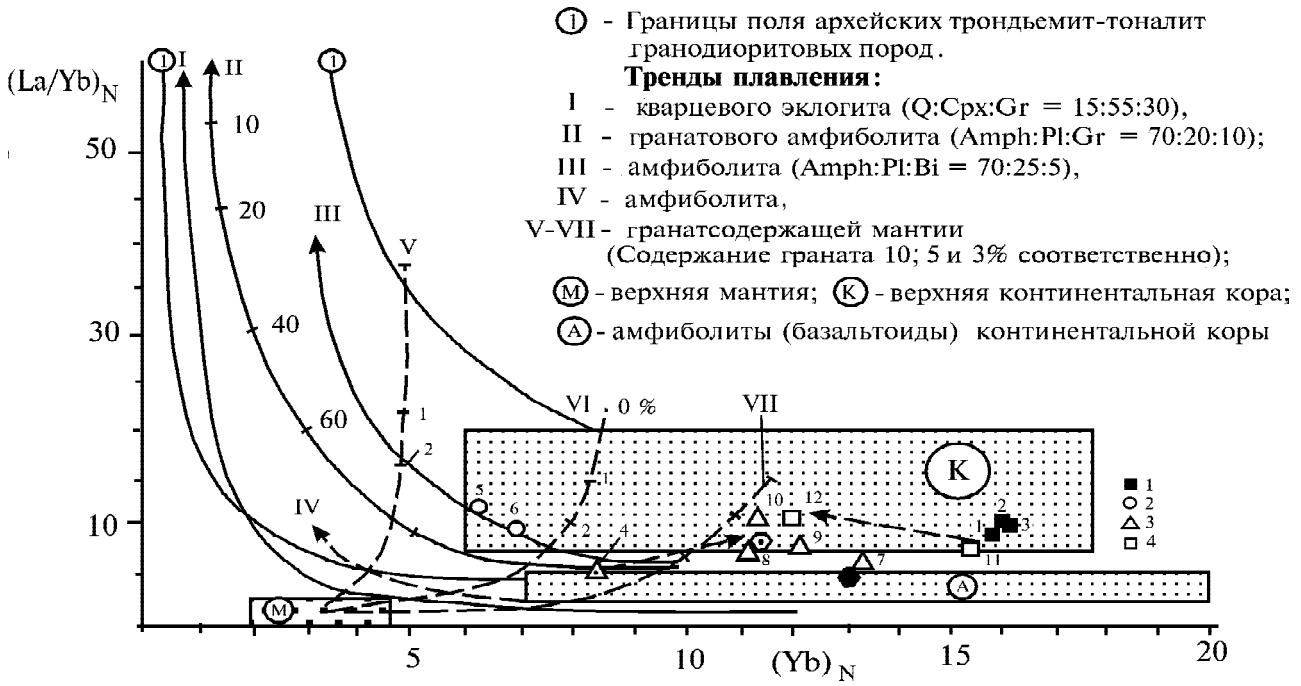



**Рис. 4.** Диаграмма зависимости $(La/Yb)_N$ от $Yb_N$ [по 10, 22] в магматических породах Комсомольского района. Условные обозначения на рис. 3а; шестиугольники – средний состав верхней коры и амфиболитов.

только интрузивные породы пурильского и силинского комплексов, но и чалбинские граниты. В то же время, содержания рубидия в них, может быть за исключением пурильских гранитоидов, ближе к среднему для гранитов палингенных известково-щелочных.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые результаты изотопного (Rb-Sr) датирования магматических пород, а также полученные авторами K-Ar даты магматических пород и сопровождающих их постмагматических образований, в целом, не вступают в противоречие между собой и с имеющимися схемами геологического развития Комсомольского оловорудного района. В частности, они подтверждают определенную нами ранее последовательность магматических комплексов в серии: пурильский → силинский → чалбинский. Некоторое "омоложение" возраста чалбинских гранитов по результатам Rb-Sr изотопии в сравнении с большинством датировок K-Ar методом, особенно по биотиту, можно объяснять недостаточной обоснованностью (3-4 точки) изохрон или же рассматривать как указание на то, что наблюдаемые отношения изотопов в системе окончательно установились после кристаллизации биотита. Характерно, что при исследовании по породе (табл. 2) нами был определен (K-Ar даты) возраст крупнозернистых (около 80 млн лет) и мелкозернистых (около 75 млн лет) гранитов, совпадающий с возрастом по данным Rb-Sr изотопии.

Более древний в сравнении с K-Ar датами рубидий-стронциевый изотопный возраст амутских эффузивов, пурильских гранитоидов, холдаминских риолитов верхней части разреза соответствует обычному соотношению результатов при использовании этих методов.

Неожиданным является результат 86 млн лет, определенный для риолитов (туфов) холдаминской толщи, которые предполагались залегающими в нижней части ее разреза как комагматы пурильских гранитоидов. Можно предполагать разные причины, обусловившие этот результат. Например, интенсивное изменение пород и, прежде всего, их альбитизация при выносе натрия из зон грейзенизации, широко представленных в экзоконтакте Чалбинского массива и имеющих возраст около 85 млн лет. Возможно, что исследовались риолиты – покровные аналоги риолитов Мяо-Чанской экструзии, которые большинством исследователей рассматриваются наиболее молодыми в холдаминской толще. Натровость в этом варианте может объясняться повышенным водосодержанием расплава и, одновременно, высокой концентрацией бора, что отчетливо фиксируется как результатами анализов, так и по широкому развитию турмалин-хлоритовых и мусковитовых (серицитовых) метасоматитов в этих породах. Более

вероятным кажется второй вариант, поскольку исследованные пробы обнаруживают высокую стабильность изотопных характеристик (СКВО ± 0.5), незначительные вариации петрогенных и акцессорных, в т.ч. редкоземельных элементов. Вероятно, во временном интервале 90–80 млн лет повышенная тектоническая активность региона обусловила активизацию деятельности разноуровневых, в т.ч. остаточных магматических очагов. В это время формировались заключительные магматические (и ассоциирующиеся с ними – флюидные) дериваты холдаминского, силинского и пурильского (Верхне-Силинский массив) очагов, а также происходило становление главной фазы гранитов чалбинского комплекса. Наибольшая активность, очевидно, характеризовала зоны северо-восточных Кур-Мяочанского и Эльга-Гориканского разломов, а также примыкающие к ним участки разломов другого направления – Сектахского, Силинского, Хурмулинского (рис. 1).

Первичные отношения изотопов стронция ($I^{o}_{Sr}$), если считать вероятным формирование магматической ассоциации в результате плавления коры и подкоровой мантии под влиянием глубинного плюма [7], подтверждают гетерогенность основания вулканической зоны. В ее основе – разное соотношение в породных комплексах древней – палеозойской, и молодой – мезозойской – составляющих. По этому признаку более молодым может быть блок, лежащий к югу от Сектахского разлома. Особенности химического состава магматических пород и результаты моделирования по геофизическим данным [8,14] также позволяют рассматривать вероятность разного участия мантии на разных этапах эволюции магматической серии – при формировании образующих ее комплексов.

Наиболее ранний в серии пурильский комплекс развит, в основном, в пределах южного блока, для которого предполагается субокеаническая природа. С учетом определенной по разным данным глубины генерации расплава около 35 км, маловероятно участие в магмообразовании глубинной неистощенной мантии, а также высокометаморфизованных гранулитов. В соответствии с этим, в его составе преобладают породы, близкие по исследованным признакам породам островодужных ассоциаций.

Силинский комплекс, развитый к северу от Сектахского разлома, хотя и является по составу более основным, чем пурильский, обнаруживает геохимические и изотопно-геохимические признаки большей “сиаличности”, что может указывать на контаминацию первичномантийной выплавки (глубина > 40 км) материалом субконтинентального северного блока.

Чалбинские граниты и холдаминские риолиты, по полученным результатам, – производные верхнекоровых очагов (около 15 км). Однако для первых (южный блок) субстратом была более молодая (мезозойская) верхняя кора, на что и указывает низкое (около 0,7065) отношение изотопов стронция.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 01-05-65129.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1984. 504 с.
2. Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихотэ-Алинской складчатой зоны // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. Хабаровск, 1972. С. 93-109.
3. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Никольский Н.С. Интрузивные породы Комсомольского района и связь оруденения с магматизмом // Металлогения Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 10-27.
4. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Гоневчук Г.А. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 45-52.
5. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Худоложкин В.О. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23-30.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе Мяо-Чанской оловоносной серии // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 67-73.
7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез: Автореф. дис…д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1999. 62 с.
8. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1980. 31 с.
9. Гоневчук Г.А., Ишихара С., Гоневчук В.Г. О возрастной корреляции магматизма Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 114-117.
10. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250-284.
11. Изох Э.П., Русс В.В. Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
12. Ициксон М.И., Красный Л.И., Матвеенко В.Г. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 182-196.
13. Михневич А.А. Метасоматиты и оруденение Комсомольского района: Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1989. 29 с.
14. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 31-37.
15. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса

рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
16. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
17. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 99 с.
18. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
19. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
20. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.:Недра, 1973. 236 с.
21. Open-File-Report 94-714. Circum-North Pacific Tectonostratigraphic Terrane Map. 1994. 88 p.
22. Jahn B.M., Glikson A.Y., Peucat J.J., Hickman A.H. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silisic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: Implications for the early crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. N 45. P. 1633-1652.

*Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.* *Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным*

***G.A. Gonevchuk, V.G Gonevchuk, N.S. Gerasimov, R. Seltmann***

## Komsomolsk ore district: new geochemical and isotopic geochronological (Rb-Sr) data

The paper offers new, mainly unpublished results of research into the Rb-Sr isotope system and also REE distribution in magmatic rocks and related postmagmatic tin-bearing formations of the Komsomolsk ore district (Russian Far East).
It is suggested that the established distinctions of the initial ratios of strontium isotopes and also REE distribution in nearly coeval (end of Early - beginning of Late Cretaceous) magmatic rocks of different genetic groups - magmatic complexes show primarily different substratum composition of the magmatic chambers.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 87-97*

УДК 551.321.6 (519.5)

# УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ПРОВИНЦИИ ЧУНГНАМ ЮЖНОЙ КОРЕИ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ПОРОДАМИ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АККРЕЦИОННЫХ СТРУКТУР

***Д.У. Ли*, И.А.Тарарин**, К.С.Сео*, Б.С.Ли******

**Национальный Университет Конджу, г. Конджу, Чунгнам, Корея*

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

****Департамент образования наук о Земле, Национальный Университет Чунбук, Геонджу, Корея*

Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи образуют небольшие удлиненные изолированные тела и их цепочки среди докембрийских гнейсовых комплексов Кенгийского массива, приурочиваясь к зонам тектонических нарушений. Простирание тел ультрабазитов северо-восточное, параллельное простиранию сдвиговых дислокаций разломной зоны Конджу. Ультраосновные породы представлены гарцбургитами с небольшим содержанием моноклинного пироксена и частично или полностью серпентинизированы. Породы характеризуются очень ограниченными вариациями состава породообразующих минералов, что сближает их с тектонизированными гарцбургитами офиолитовых комплексов. Незначительные вариации состава породообразующих минералов ультрабазитов позволяют интерпретировать эти породы как тугоплавкий остаток, потерявший при парциальном плавлении исходного мантийного источника часть компонентов в виде базальтовой составляющей. По минералогическим и геохимическим особенностям гарцбургиты провинции Чунгнам аналогичны океаническим перидотитам, отличаясь от перидотитов офиолитовых комплексов субдукционных зон. Геологические данные, минералогические и геохимические особенности изученных перидотитов свидетельствуют, что они представляют собой мантийные образования, тектонически перемещенные в земную кору предположительно в позднем мезозое при коллизии Северного и Южного блоков Китайского кратона при формировании разломных зон Тан-Лу и Хонам.

***Ключевые слова:*** **перидотиты, минералогия, геохимия, петрология, генезис, Южная Корея.**

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение ультраосновных пород чрезвычайно важно для понимания природы, эволюции и происхождения нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. В провинции Чунгнам (Choongnam) Южной Кореи ультраосновные породы образуют прерывистые цепочки небольших удлиненных тел вдоль южной границы докембрийского массива Кенги (Kyonggi), приурочиваясь к зонам тектонических дислокаций [13, 16, 18, 20, 26, 29, 31-33, 35]. Размер отдельных тел по длинной оси обычно не превышает первых сотен метров.

В данной статье основное внимание уделено минералогии и петрологии ультраосновных пород провинции Чунгнам и сравнению их с типовыми ассоциациями ультрабазитов офиолитовых комплексов супрасубдукционного происхождения.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Состав минералов определен на микрозонде Camebax, снабженном энергодисперсионным детектором, в Институте вулканологии ДВО РАН (Аналитик В.М.Чубаров).

Анализы пород выполнены “мокрым” химическим и рентгено-флюоресцентным методами с использованием стандартной техники. Второстепенные компоненты (Ni, Co, Cr, V, Cu) определены количественным спектральным методом в ДВ геологическом институте ДВО РАН.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ ГАРЦБУРГИТОВ

Корейский полуостров располагается в пределах восточной окраины Азиатского континента на границе с активной Тихоокеанской плитой. В течение длительной геологической истории с докембрия до голоцена этот регион был ареной многочисленных магматических и тектонических событий и в настоящее время, как и другие районы Дальнего Востока, представляет собой мозаику различных по возрасту и генезису континентальных и океанических блоков [3, 15]. Южная часть Корейского полуострова включает несколько таких блоков или террейнов: докембрийские массивы Кенги (Kyonggi) и Реннам (Ryeongnam), разделенные между собой складчатым поясом Окчхон (Ogcheon).

Северная граница складчатого пояса Окчхон с Кенгийским массивом проходит по тектонической зоне Конджу (Kongju), представляющей собой зону левосторонних сдвиговых дислокаций северо-восточного простирания, а с юга ограничивается тектонической зоной Енгдонг-Кванджу (Yongdong-Kwandju) [24, 34]. Структурные и геофизические данные свидетельствуют, что разломная зона Конджу является продолжением разломов Центрального Сихотэ-Алиня, а в Южном Китае ее продолжением служит разломная зона Чангл-Нау [10, 24]. Основные сдвиговые движения по зоне Конджу происходили в течение юры – раннего мела и были обусловлены перемещением плиты Кулу в северном направлении вдоль Азиатской плиты. С движением плиты Кулу связано формирование в мелу в пределах Кореи многочисленных левосторонних сдвиговых зон. Небольшие осадочные бассейны позднемелового возраста и многочисленные рудопроявления и месторождения (особенно золота и серебра) образовались при раздвиговых движениях, сопровождающих левосторонние сдвиговые дислокации.

В южной части Кенгийского массива, где обнажаются небольшие тела ультраосновных пород, развиты докембрийские метаморфические образования, перекрываемые юрскими метаосадочными отложениями и прорываемые многочисленными мезозойским плутоническими породами. Большая часть площади Реннамского массива сложена мезозойскимии плутоническими породами (среди них преобладают гранитоиды), образовавшимися во время триасово-юрской орогении. На плутонических породах несогласно залегают позднемеловые осадочно-вулканогенные образования, наиболее широко развитые в восточной части массива и представленные вулканокластическими комплексами.

Складчатый пояс Имджиганг (Imjingang), разделяющий докембрийские массивы Нангрим (Nangrim) и Кенги, и пояс Окчхон представляют собой сутуры, образовавшиеся при континентальной коллизии [30, 34]. Геологические данные свидетельствуют, что массив Нангрим является частью Северо-Китайского блока, однако принадлежность Кенгийского массива к Китайскому кратону до конца не выяснена. Установлено, что Реннамский массив принадлежит к Южно-Китайскому блоку [30].

Докембрийские образования Кенгийского массива сложены орто- и парагнейсами [3, 30]. Среди ортогнейсов различаются полосчатые гранитогнейсы, амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Парагнейсы представлены гранитогнейсами, полосчатыми и очковыми биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, гранат-биотитовыми и гранат-биотит-кордиеритовыми гнейсами, мигматитами, кварцитами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями железистых кварцитов и мраморизованных известняков. В составе гнейсов главными минералами являются плагиоклаз, кварц, кали-натровый полевой шпат, биотит и амфибол; гранат, силлиманит и Fe-Ti оксиды присутствуют в подчиненных количествах.

Амфиболиты, развитые в районе Кванчен (Kwangcheon) (рис. 1), состоят из эденитовой или магнезиальной роговой обманки и плагиоклаза $An_{50-55}$, частично замещенного эпидотом и клиноцоизитом. Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами, – полосчатые массивные породы, состоящие из биотита, плагиоклаза $An_{27-30}$, железисто-паргаситовой роговой обманки, ортоклаза и кварца.

В составе амфиболитов района Ченгян (Cheongyang) (рис. 1), образовавшихся при метаморфизме габброидных пород, преобладают плагиоклаз $An_{56}$ и эденитовая роговая обманка, содержащая небольшие реликты клинопироксена. Плагиоклаз частично замещается мусковитом и хлоритом.

Данные по составу минералов амфиболитов и сланцев и физико-химический анализ с использованием экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермобарометра [6] свидетельствует о резко различных параметрах метаморфизма амфиболитов районов Кванчен и Ченгян. Метаморфические преобразования докембрийских отложений в районе Кванчен осуществлялись при температуре 530–540°C и давлении 5.5–6.0 кбар. Минеральные ассоциации амфиболитов района Ченгян были образованы при более высоких температурах, достигающих 650°C, но в более малоглубинных условиях, отвечающих давлению около 2 кбар. Эти различия физико-химических параметров метаморфизма амфиболитов связаны с тем, что блок Ченгян претерпел значительный вертикальный подъем, обусловленный, вероятно, процессами сжатия, сопровождающими тектонические деформации вдоль разломов Тан-Лу и Хонам.

Юрские метатерригенные образования, представленные преимущественно песчаниками и сланцами при подчиненном развитии конгломератов и пластов угля, повсеместно перекрывают докембрийские отложения.

Вдоль южного ограничения Кенгийского массива, контролируясь зонами тектонических нарушений, наблюдаются небольшие тела ультраосновных пород, возраст которых дискуссионен (рис. 1). Установлено, что они прорывают докембрийский фундамент и юрские метаосадочные отложения. В обнажениях хорошо видно, что породы обладают линейностью, параллельной направлению сдвиговых дислокаций позднемеловой тектонической зоны Конджу. Ультраосновные породы образуют небольшие (от первых сотнен метров до 1–2 км) линзовидные тела

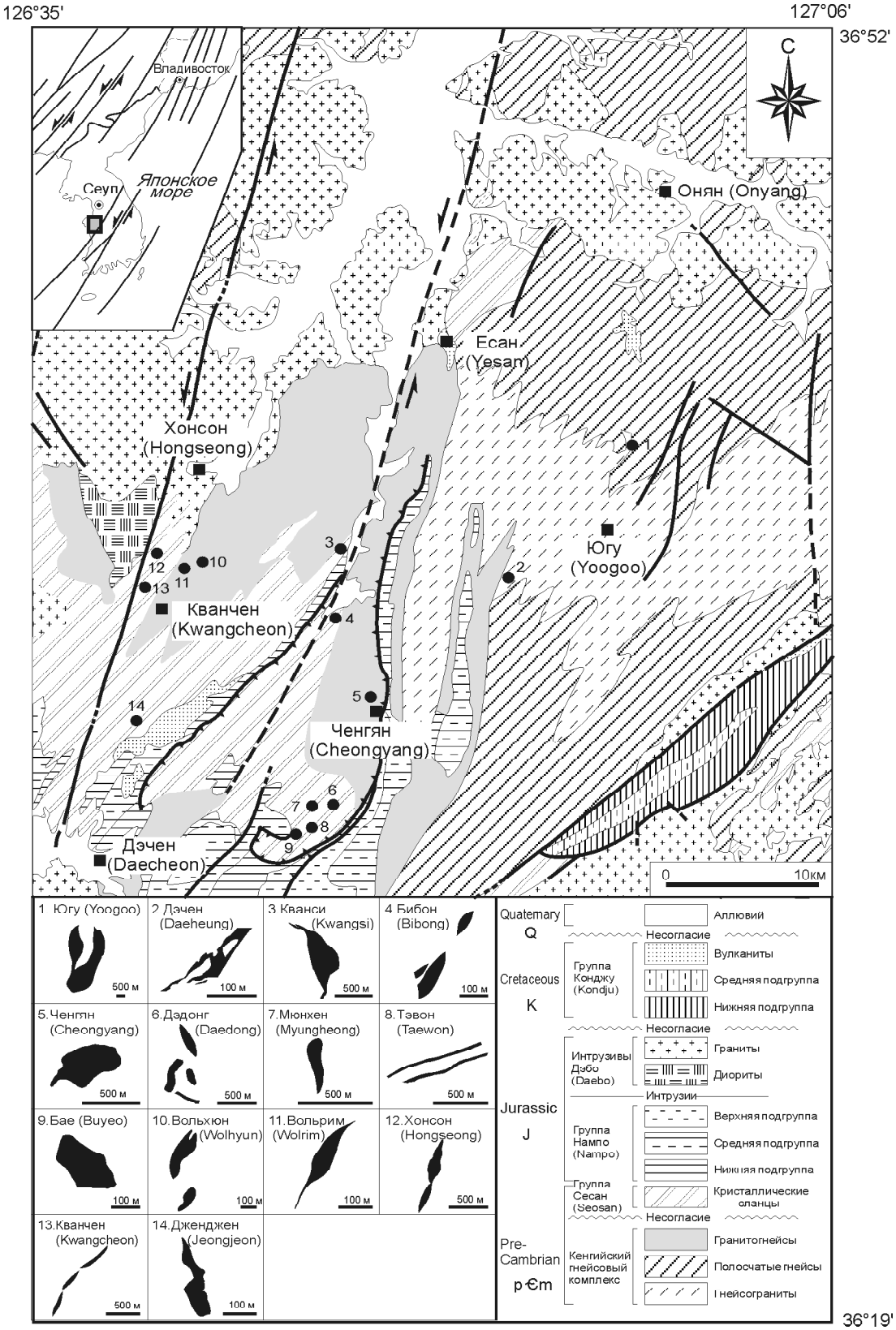



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района Чунгнам, Южная Корея (по [19] с изменениями). На врезках показаны: район исследований (вверху), размер и форма массивов ультраосновных пород (внизу).

среди докембрийских гнейсов. Контакты ультрабазитов с вмещающими их породами повсеместно тектонические.

## ПЕТРОГРАФИЯ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Среди ультраосновных пород изученного района преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты реститовой природы. Степень серпентинизации пород сильно варьирует от слабо серпентинизированных разностей до серпентинитов. Однако ассоциации реликтовых минералов даже сильно серпентинизированных разностей ультрабазитов позволяют относить породы к гипербазитам. Текстура пород массивная, реже полосчатая. Характерен "порфировидный" облик пород, обусловленный присутствием крупных блестящих кристаллов ортопироксена на фоне общей мелкозернистой серпентинизированной массы. Гарцбургиты – среднезернистые породы, характеризующиеся одновременным присутствием оливина, ортопироксена и хромшпинелида. Оливин образует полигональные кристаллы размером около 1 мм, затронутые в той или иной степени серпентинизацией, вплоть до полного замещения серпентином. При серпентинизации в нем возникает петельчатая микроструктура. Ортопироксен представлен ксеноморфными зернами или более крупными (до 6–10 мм) призматическими кристаллами. В ортопироксене четко фиксируются явления распада твердых растворов с развитием жилкообразных выделений и субмикроскопических прорастаний моноклинного пироксена. В виде акцессорного минерала отмечается бурая роговая обманка. Вторичные минералы, образующиеся при серпентинизации перидотитов, включают серпентин, Fe-оксиды, тальк, тремолит и кальцит.

Реликты бесцветного оливина имеют размер 0.1–0.5 мм, располагаясь среди серпентинитового матрикса (рис. 2а). Скопления мелких магнетитовых зерен подчеркивают форму и величину исходных кристаллов оливина (рис. 2б), показывая, что размер кристаллов оливина не превышал 1.0–1.5 мм. Нередко оливин формирует удлиненные агрегаты и структуры типа кинг-бэнд, свидетельствующие, что породы испытали высокотемпературную деформацию. Иногда в гарцбургитах развивается тальк-тремолитовая минерализация, обусловленная наложенными метаморфическими процессами.

Кристаллы ортопироксена (рис. 2в) частично или полностью замещаются серпентином, тальком и кальцитом (рис. 2г). Некоторые кристаллы бастита, образовавшиеся при замещении ортопироксена, обнаруживают дислокационные структуры (рис. 2д), свидетельствующие об интенсивных тектонических деформациях, сопровождающих процессы перемеще-

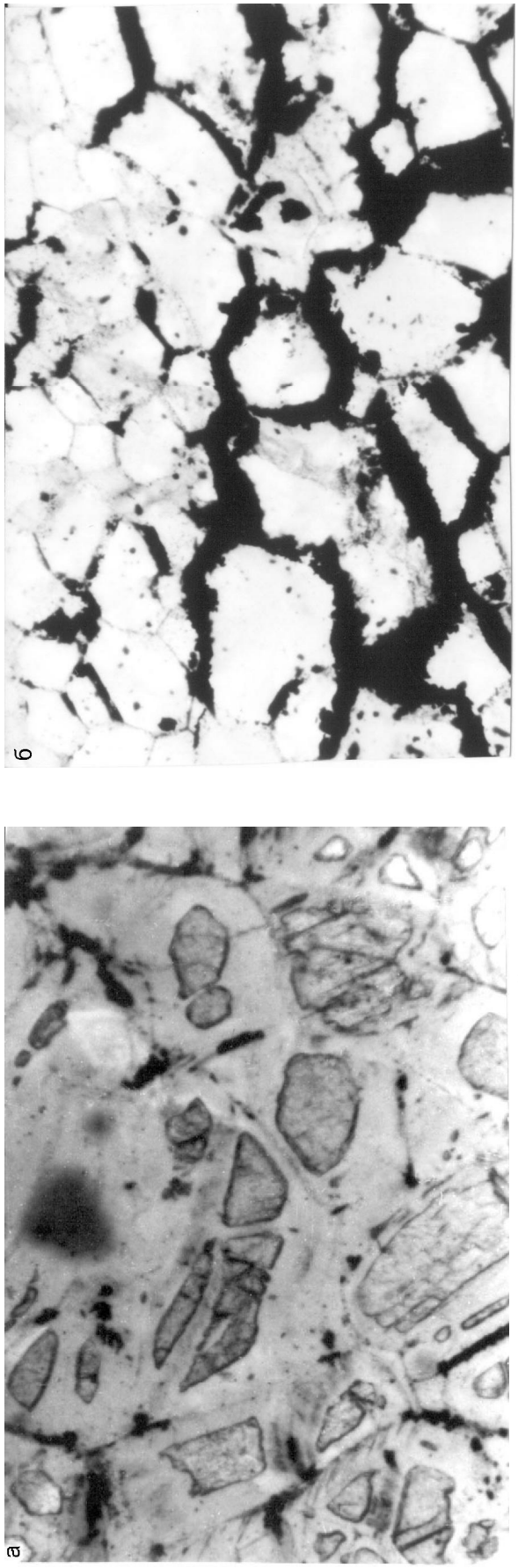
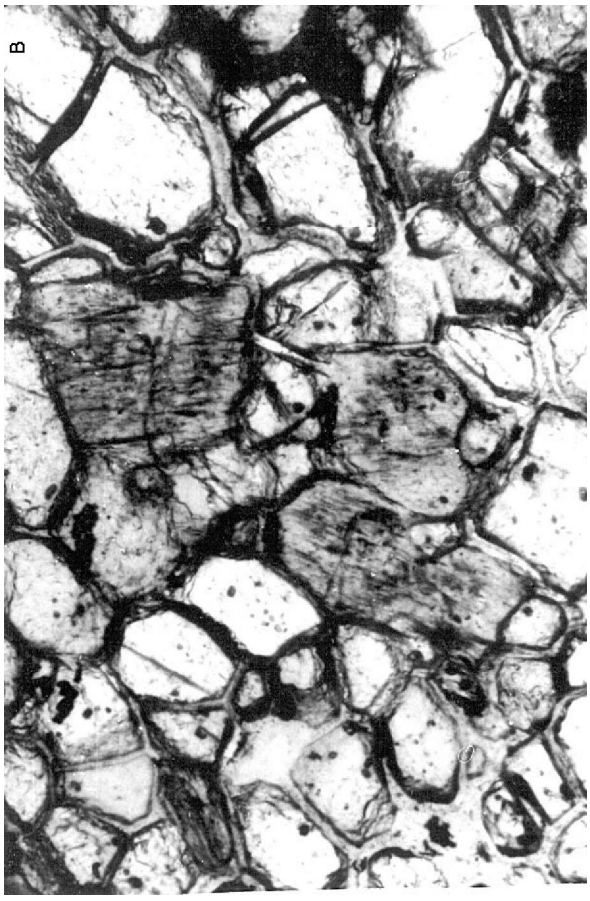
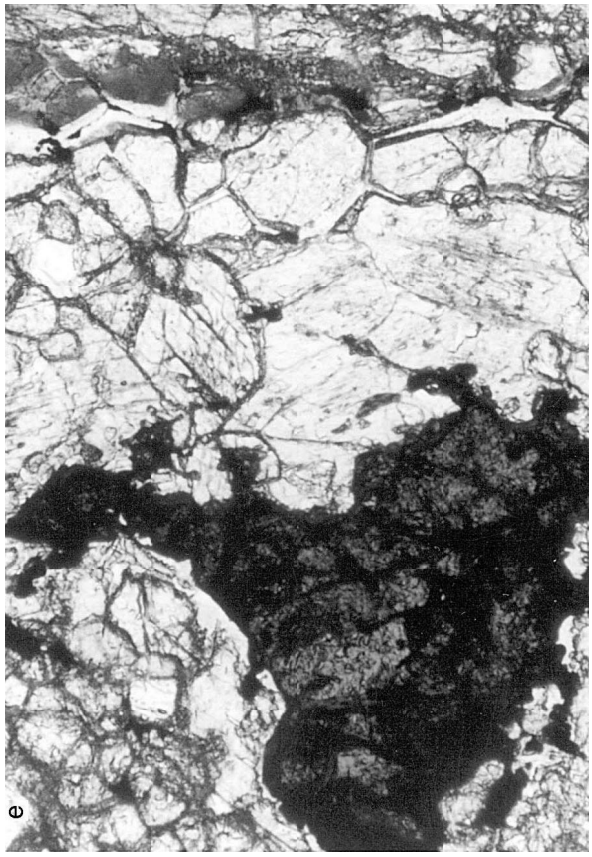



**Рис. 2.** Микроструктуры перидотитов района Бибон (Bibong) (обр. L-1). а) реликты оливина в серпентинитовом матриксе. Увеличение 12×; без анализатора. б) полностью серпентинизированный гарцбургит. Увеличение 12×; без анализатора.



**Продолжение рис. 2.** в) оливин и ортопироксен из сильно серпентинизированного гарцбургита. Увеличение 12×; без анализатора. г) крупный кристалл ортопироксена, частично замещенный серпентином, кальцитом и тремолитом. Увеличение 12×; без анализатора. д) S-образно деформированный кристалл ортопироксена, замещенный баститом. Увеличение 12×; без анализатора. е) кристалл красно-коричневой хромистой шпинели. Увеличение 12×; без анализатора.

ния ультраосновных пород в земную кору. Иногда бастит ассоциирует с хлоритом и тремолитом.

Хромистая шпинель представлена красно-коричневым магнезиохромитом и встречается в виде идиоморфных, изометричных или неправильных выделений (рис. 2е). Клинопироксен редко образует самостоятельные кристаллы, встречаясь преимущественно в виде включений в кристаллах ортопироксена. Бурая роговая обманка наблюдается в виде мелких призматических кристаллов, а также окаймляет и частично корродирует кристаллы клинопироксена.

Высокая степень серпентинизации гарцбургитов не позволяет использовать их валовый состав для петрологических реконструкций (табл. 1). Однако состав реликтов породообразующих минералов гарцбургитов очень инфомативен для генетических построений.

Изученные породы характеризуются очень ограниченными колебаниями состава породообразующих минералов: оливин содержит 90.2–90.3% форстеритовой молекулы, а состав ортопироксена изменяется от $En_{90.5}$ до $En_{90.9}$ (табл. 2). Эти узкие пределы колебания состава минералов гарцбургитов свидетельствуют о реститовой природе пород, образовавшихся за счет мантийного источника, испытавшего частичное плавление и экстракцию базальтового расплава [11, 25]. Вариации состава акцессорной хромшпинели довольно значительны; содержание $Al_2O_3$ изменяется в ней от 29 до 39% (табл. 3). По составу хромшпинель близка к хромистым шпинелям из альпинотипных перидотитов [14], отличаясь от них несколько повышенной железистостью (рис. 3).

## СОДЕРЖАНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Использование валового состава изученных гарцбургитов мало информативно из-за их интенсивной серпентинизации. Известно, что процессы серпентинизации происходят в широком диапазоне температур и сопровождаются миграцией ряда компонентов, в частности – Ca, Mg, Fe и Na [28]. Обратная зависимость содержания $Al_2O_3$ в ультраосновных породах (пересчитанных на безводный остаток) и Cr/(Cr+Al) отношения акцессорного хромшпинелида свидетельствует, что валовое содержание Al в перидотитах отражает его содержание в исходных образованиях и мало зависит от степени серпентинизации пород [12]. Установлено, что содержание $Al_2O_3$ в перидотитах снижается от типичных недеплетированных перидотитов континентов к перидотитам континентальных рифтов, далее к перидотитам пассивных окраин континентов, к океаническим перидотитам и, наконец, к сильно деплетированным перидотитам зон субдукции активных континентальных окраин [12], т.е. в этом направлении резко возрастает степень деплетированности мантийного источника. Содержание $Al_2O_3$ в гарцбургитах провинции Чунгнам сходно с его концентрацией в океанических перидотитах, несколько отличаясь от предельно деплетированных перидотитов зон субдукции. Это по-

**Таблица 1. Петрогенные и рассеянные элементы ультраосновных пород провинции Чунгнам Южной Кореи.**

| | L-1 | L-2 | BB-1 | BB-2 | BB1-7 | BB1-8 | BB1-10 | BB1-11 | BB1-1 | BB1-9 | KS8-2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38.54 | 41.55 | 38.96 | 39.15 | 38.21 | 38.91 | 39.00 | 39.57 | 39.47 | 38.56 | 39.77 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | - | 0.08 | 0.01 |
| $Al_2O_3$ | 0.83 | 0.98 | 0.29 | 0.71 | 0.68 | 1.03 | 0.46 | 0.45 | 0.76 | 0.56 | 0.82 |
| $Fe_2O_3$ | 3.89 | 4.38 | - | - | 8.00* | 7.61* | 7.82* | 7.68* | 5.75* | 8.29* | 6.92* |
| FeO | 3.78 | 3.38 | 8.83* | 9.05* | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.20 | 0.19 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.05 | 0.07 |
| MgO | 40.68 | 38.50 | 40.14 | 39.12 | 42.14 | 41.09 | 42.09 | 42.72 | 40.30 | 39.37 | 39.76 |
| CaO | 0.83 | 0.07 | 0.37 | 0.37 | 0.57 | 0.89 | 0.35 | 0.34 | 0.03 | 0.29 | 0.17 |
| $Na_2O$ | 0.05 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | - | 0.01 | - | 0.07 |
| $K_2O$ | 0.05 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | - | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | - |
| $P_2O_5$ | 0.07 | 0.11 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | - | - | - | - | - | - |
| П.п.п. | 9.52 | 9.69 | н.о. | н.о. | 9.91 | 10.21 | 10.40 | 9.72 | 12.90 | 12.36 | 12.54 |
| $H_2O^-$ | 1.06 | 0.60 | н.о. | н.о. | | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99.52 | 99.57 | 88.77 | 88.57 | 99.65 | 99.94 | 100.31 | 100.64 | 99.32 | 99.49 | 100.13 |
| Ba | н.о. | н.о. | 1.9 | 1.98 | 17.8 | 0.08 | 133.6 | 8.5 | 17.8 | 64.5 | 16.5 |
| Cr | 620 | 590 | 962.8 | 1703 | 2385 | 1895 | 2159 | 1842 | 2616 | 1689 | 2224 |
| Ni | 1600 | 1200 | 2280 | 2223 | 2871 | 2847 | 2789 | 2909 | 3005 | 2465 | 2826 |
| Co | 85 | 71 | 109 | 108 | 108 | 104 | 103 | 107 | 101 | 79 | 93 |
| V | 27 | 26 | n.d. | n.d. | 28 | 30 | 20 | 19 | 33 | 24 | 27 |
| Cu | 25 | 7 | 1.6 | 2.2 | 16 | 0.01 | 14 | 16 | 14 | 14 | 13 |

*Все Fe в форме FeO или $Fe_2O_3$.

Примечание.Обр. L-1, L-2 – наши данные: L-1 – район Бибонг (Bibong), L-2 – район Гаеми (Haemi); BB-1, BB-2, BB1-7, BB1-8, BB1-10, BB1-11, BB1-1, BB1-9 – серпентиниты района Бибонг (Bibong) [29]; KS8-2 – серпентиниты района Кванги (Kwangi) [29].

**Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы минералов из сепрентинизированных гарцбургитов (Обр. L-1) и серпентинита (Обр. L-2) провинции Чунгнам Южной Кореи.**

| | L-1 | | | | | | | | | | L-2 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Ol*$_c$ | *Ol*$_r$ | *Opx*$_c$ | *Opx*$_r$ | *Cpx*$_c$ | *Cpx*$_r$ | *Amf*$_c$ | *Amf*$_r$ | *Chl* | *Serp* | *Ol*$_c$ | *Ol*$_r$ | *Opx*$_c$ | *Opx*$_r$ | *Serp* |
| $SiO_2$ | 40.45 | 40.70 | 57.71 | 57.84 | 54.22 | 54.52 | 46.23 | 48.00 | 37.51 | 43.52 | 41.19 | 41.42 | 58.18 | 58.73 | 40.16 |
| $TiO_2$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.33 | 0.32 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 |
| $Al_2O_3$ | 0.00 | 0.00 | 1.34 | 1.33 | 0.81 | 0.78 | 12.49 | 10.61 | 7.30 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.51 | 0.30 | 0.27 |
| $Cr_2O_3$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.86 | 0.95 | 1.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 9.13 | 9.33 | 6.09 | 6.16 | 1.63 | 1.52 | 2.89 | 2.62 | 2.20 | 2.34 | 9.24 | 9.53 | 6.18 | 6.14 | 3.18 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 |
| MgO | 48.23 | 47.93 | 33.91 | 34.15 | 16.97 | 17.36 | 17.83 | 19.06 | 35.27 | 37.32 | 49.24 | 49.18 | 34.52 | 34.98 | 36.63 |
| NiO | 0.20 | 0.22 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.40 | 0.38 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.20 | 24.97 | 24.65 | 13.35 | 12.70 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.07 | 0.25 |
| $Na_2O$ | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.27 | 0.13 | 2.09 | 1.72 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| $K_2O$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.55 | 0.40 | 0.01 | 0.002 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 98.05 | 98.18 | 99.68 | 99.24 | 98.90 | 99.03 | 96.63 | 96.38 | 83.32 | 83.25 | 100.07 | 100.51 | 99.48 | 100.17 | 80.54 |
| $X_{Mg}$ | 0.904 | 0.902 | 0.908 | 0.909 | 0.949 | 0.953 | 0.917 | 0.928 | 0.966 | 0.966 | 0.905 | 0.902 | 0.909 | 0.910 | 0.954 |
| *Wo* | - | - | 0.3 | 0.4 | 50.1 | 49.3 | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 0.1 | - |
| *En* | - | - | 90.5 | 90.5 | 47,4 | 48.3 | - | - | - | - | - | - | 90.8 | 90.9 | - |
| *Fs* | - | - | 9.2 | 9.1 | 2.5 | 2.4 | - | - | - | - | - | - | 9.1 | 9.0 | - |

**Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы хромистой шпинели из серпентинизированного гарцбургита (Обр. L-1) провинции Чунгнам Южной Кореи.**

| | $1_c$ | $1_r$ | $2_c$ | $2_r$ | $3_c$ | $3_r$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $TiO_2$ | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.05 | 0.02 |
| $Al_2O_3$ | 39.04 | 37.07 | 36.40 | 37.58 | 31.81 | 28.91 |
| $Cr_2O_3$ | 31.23 | 33.44 | 33.30 | 32.58 | 38.71 | 40.39 |
| $Fe_2O_3$ | 0.85 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.00 | 0.45 |
| FeO | 15.23 | 16.69 | 16.07 | 17.06 | 17.16 | 19.47 |
| MnO | 0.13 | 0.18 | 0.18 | 0.13 | 0.22 | 0.22 |
| MgO | 15.29 | 13.76 | 13.86 | 13.91 | 12.95 | 11.22 |
| ZnO | 0.04 | 0.17 | 0.10 | 0.00 | 0.04 | 0.02 |
| Сумма | 100.81 | 101.32 | 99.94 | 101.48 | 100.94 | 100.70 |
| *Cr/(Cr+Al)* | 0.349 | 0.377 | 0.380 | 0.368 | 0.450 | 0.484 |
| $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ | 0.641 | 0.595 | 0.606 | 0.592 | 0.574 | 0.507 |
| $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ | 0.048 | 0.000 | 0.000 | 0.011 | 0.000 | 0.021 |

Примечание. $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$ в шпинели рассчитано согласно стехиометрической формуле. С – центр, r – край кристалла.

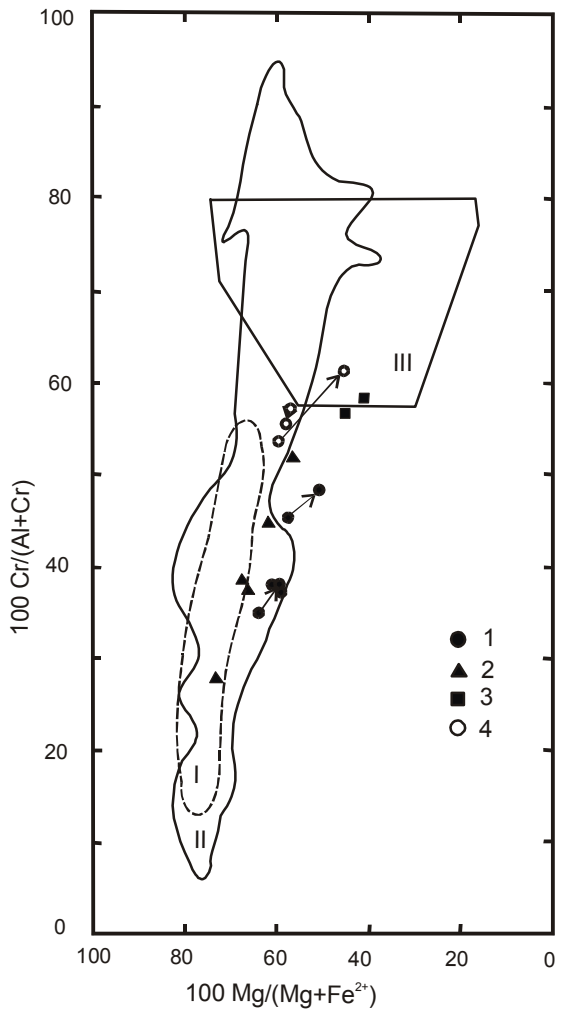



**Рис. 3.** Диаграмма Cr/(Cr+Al) – Mg/(Mg+$Fe^{2+}$) состава шпинелей ультраосновных пород провинции Чунгнам (табл. 3). Линиями соединены центральные и краевые зоны отдельных кристаллов. Поля хромистых шпинелей альпинотипных и абиссальных перидотитов приведены по данным [14].

I – абиссальные перидотиты, II – альпинотипные перидотиты, III – расслоенные интрузивы.

1 – данные авторов, 2 – данные [29], 3 – данные [32], 4 – шпинель из перидотитов о.Карагинского, Восточная Камчатка [9].

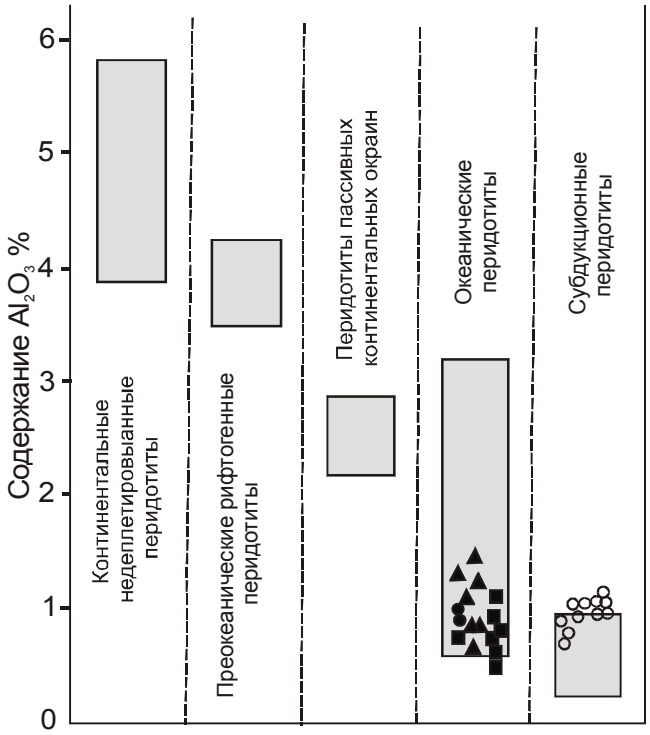



**Рис. 4.** Содержание $Al_2O_3$ (пересчитанное на безводный остаток) в недеплетированных перидотитах, перидотитах континентальных рифтов, пассивных окраин континентов, Атлантического океана и перидотитов зон субдукции активных континентальных окраин. Поля перидотитов приведены, используя данные [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

зволяет предполагать формирование изученных гарцбургитов из деплетированного океанического мантийного источника (рис. 4).

## СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И СТЕПЕНЬ ДЕПЛЕТИРОВАННОСТИ ГАРЦБУРГИТОВ

На рис. 5 и 6 приведены отношение Cr/(Cr+Al) в хромшпинелиде (рис. 5) и содержание Fo в оливине (рис. 6) из гарцбургитов провинции Чунгнам в зависимости от степени деплетированности перидотитов, образовавшихся в различной геотектонической обстановке [12]. Как показано в [12], отношение Cr/(Cr+Al) хромшпинелида перидотитов различных геодинамических обстановок связано прямой зависимостью с содержанием Fo в оливине и Mg/(Fe+Mg) отношением в ортопироксене и обратной зависимостью с концентрацией $Al_2O_3$ в ортопироксене. Эти тренды, в общем, отражают увеличение степени деплетированности перидотитов от совершенно недеплетированных континентальных перидотитов, через перидотиты континентальных рифтов, пассивных окраин континентов к океаническим перидотитам и, далее, к предельно деплетированным супрасубдукционным перидотитам.

Степень деплетированности перидотитов провинции Чунгнам отвечает примерно 15–22%, что определено, используя эмпирический метод А.Ишиватари [17]. Естественно, эта оценка весьма приблизительна, но она показывает, что гарцбургиты провинции Чугнгнам образовались из менее деплетированного мантийного источника, чем перидотиты зон субдукции [27].

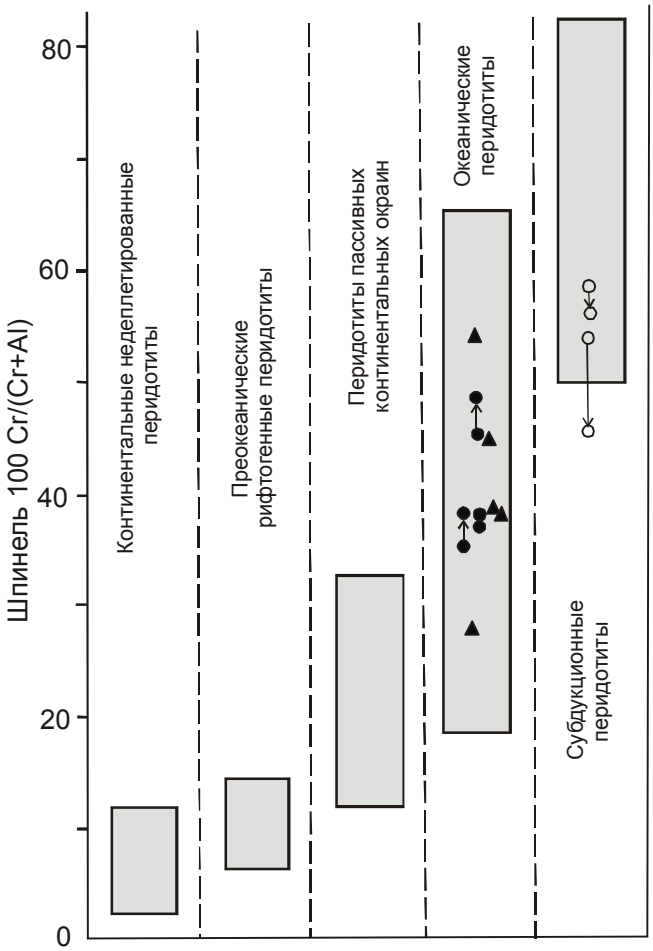



**Рис. 5.** Отношение Cr/(Cr+Al) из перидотитов различных геотектонических обстановок [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

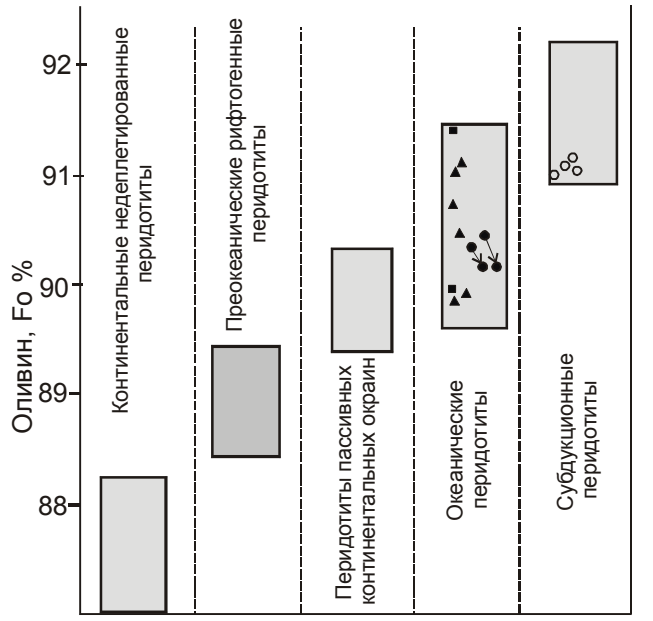



**Рис. 6.** Содержание Fo в оливине перидотитов различных геотектонических обстановок [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

## СРАВНЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРОВИНЦИИ ЧУНГНАМ С ПЕРИДОТИТАМИ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Типичным примером гипербазитов офиолитовых ассоциаций зон субдукции являются перидотиты о.Карагинского Восточной Камчатки. Офиолитовая ассоциация этого региона включает серпентинизированные перидотиты, серпентинитовый меланж, расслоенный комплекс основных и ультраосновных пород, комплекс параллельных даек, шаровые лавы базальтов и метаморфические породы основного состава [1, 2, 4, 5, 7–9, 21, 22]. Они образуют сравнительно крупные аллохтонные пластины в центральной водораздельной части острова и более мелкие фрагменты во флишоидных отложениях и осадочном меланже палеогена [2]. Тектонические пластины перидотитов залегают на различных породах вулканогенно-осадочного и кремнисто-вулканогенного комплексов позднего мела – палеогена, породы которых на отдельных участках сильно тектонически нарушены и превращены в меланж, в тонко перетертом матриксе которого многочисленны обломки и блоки вулканитов, метаморфических пород, габброидов и серпентинизированных перидотитов [2]. Среди перидотитов преобладают серпентинизированные гарцбургиты. Контакты перидотитовых пластин с окружающими породами повсеместно тектонические и часто выражены зонами серпентинитового меланжа. Интенсивные тектонические преобразования перидотитов обусловили формирование в них катакластических структур, деформацию и перекристаллизацию породообразующих минералов.

Перидотиты о.Карагинского состоят из оливина $Fo_{90.8–91.1}$, ортопироксена $En_{89.5–90.4}$, хромистой шпинели и редких зерен клинопироксена [9]. Оливин и ортопироксен характеризуются слабой прогрессивной зональностью, выражающейся в незначительном возрастании содержания тугоплавких элементов (NiO, MgO) от центра к краям кристаллов, что свидетельствует о реститовой природе рассматриваемых пород. Шпинель перидотитов обогащена $Al_2O_3$ и $Cr_2O_3$ [9] и сходна с хромистой шпинелью альпинотипных перидотитов (рис. 3) окраинных бассейнов островодужных систем. Особенностью этих перидотитов является очень низкое валовое содержание $Al_2O_3$ в породах (<0.6% при пересчете на безводное вещество), чрезвычайно низкая концентрация $Al_2O_3$ в ортопироксене (<2%), высокое содержание фаялитового компонента в оливине (≥91%) и высокая хромистость (Cr/(Cr+Al)>0.5) акцессорной шпинели. Эти данные свидетельствуют, что перидотиты зон субдукции являются наиболее деплетированными образованиями океанических структур, значительно более деплетированными, чем перидотиты срединно-океанических хребтов. Поэтому высокая хромистость (Cr/(Cr+Al)≥0.6) акцессорной шпинели

перидотитов позволяет рассматривать их как продуты субдукционных геотектонических условий. Чрезвычайно высокая деплетированность субдукционных перидотитов отражает, вероятно, несколько этапов парциального плавления исходного мантийного источника и экстракции базальтового расплава.

Таким образом, сравнение гарцбургитов провинции Чунгнам Южной Кореи с перидотитами субдукционного офиолитового комплекса о. Карагинского Восточной Камчатки показывает меньшую деплетированность перидотитов Южной Кореи, что подтверждается химическими анализами состава гарцбургитов и особенностями их породообразующих минералов. Распределение $Al_2O_3$ между ортопироксеном и хромистой шпинелью гарцбургитов и их меньшая степень деплетированности позволяют предполагать, что ультраосновные породы провинции Чунгнам сформировались в тех же геодинамических условиях, что и океанические перидотиты.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи представлены небольшими изолированными линзовидными телами гарцбургитов, залегающими среди докембрийских гнейсовых образований юго-западной части Кенгийского массива. Удлиненные тела гарцбургитов приурочены к зонам тектонических нарушений и ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно простиранию позднемеловых сдвиговых дислокаций тектонической зоны Конджу.

2. Ультраосновные породы характеризуются некумулятивными структурами и представлены серпентинизированными гарцбургитами с очень небольшим содержанием моноклинного пироксена. Степень серпентинизации пород сильно варьирует от слабо измененных разностей до серпентинитов. Породы отличаются небольшими колебаниями состава породообразующих минералов: состав оливина варьирует от $Fo_{90.2}$ до $Fo_{90.5}$, а ортопироксен – от $En_{90.5}$ до $En_{90.9}$. Эта ограниченность изменения состава изученных пород сближает их с тектонизированными гарцбургитами офиолитовых комплексов и позволяет интерпретировать эти породы как тугоплавкий рестит, потерявший при плавлении исходного мантийного источника значительную часть базальтовой составляющей.

3. Минералогические и геохимические особенности рассматриваемых перидотитов позволяют относить их к производным океанической (или окраинноморской) геодинамической обстановки, а не к перидотитам, образовавшимся в зонах субдукции островодужных систем.

4. Геологические данные, минералогические и геохимические особенности перидотитов провинции Чунгнам позволяют предположить, что они были перемещены в земную кору при процессах коллизии Северо-Китайского и Южно-Китайского континентальных блоков вдоль тектонических зон систем Тан-Лу и Хонам.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Финансовая поддержка этих исследований осуществлялась Корейским фондом фундаментальных исследований (грант KRF-015-DI 0109).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, №5. С. 9–24.
2. Геология западной части Беринговоморья / Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., ГладенковА.Ю., Тильман С.М. М.: Наука, 1990. 159 с.
3. Геология Кореи. Пхеньян: Геол. ин-т Акад. наук КНДР, 1993. 663 с.
4. Кравченко-Бережной И.Р. Петрология и геохимия базальтов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 92–98.
5. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
6. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
7. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1993. №2. С.62–76.
8. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 19–31.
9. Тарарин И.А., Д.У.Ли, Дж.Г.Джонг. Офиолитовые покровы о.Карагинского (Восточная Камчатка) и особенности метаморфизма в их подошве // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, №6. С. 16–25.
10. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 328–352.
11. Bloomer S.H. and Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana Trench: An Island Arc ophiolite // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Pt. 2). Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser. 27. 1983. P. 294–317.
12. Bonatti E. and Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth Planet. Sci. Let. 1989. V. 91, N 3/4. P. 297–311.
13. Choi S.Y. A study on the origin of the serpentinite in the Ulsan mine area. Ph D thesis in Pulsan National Univ. 1988 (Unpublished).

14. Dick H.J. and Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86, N 1. P. 54–76.
15. Hsu K.J., Li J.L., Chen H.H., Wang Q.C., Sun S. and Sengor A.M.C. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology // Tectonophysics. 1990. V. 183, N 1. P. 9–39.
16. Hwang J.Y., Kim J.K. and Ock S.S. Genesis and mineralogy of the serpentinite deposits in the Andong area, Korea // J. Korean Inst. Min. Geol. 1993 V. 26, N 1. P. 1–10.
17. Ishiwatari A. Petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 89, N 2–3. P. 155–167.
18. Ji M. and Kim K.B. A study of talc mineralization of serpentine // J. Korean Inst. Min. Geol. 1977. V. 10, N 1. P. 67–74.
19. KIER. Explanatory note of the Daecheon sheet. 1995. (1/250,000).
20. Kim K.H., Park J.K., Yang J.M. and Yoshida N. Petrogenesis of the carbonate and serpentinite rocks from the Ulsan iron mine // J. Geol. Soc. Korea. 1990. V. 26. P. 407–417.
21. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chanov N.P. and Shcherbina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. V. 15, N 2. P. 231–250.
22. Kravchenko-Berezhnoy I.R. and Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V. 16, N 2. P. 79–100.
23. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
24. Lee D.W. Strike-slip fault tectonics and basin formation during the Cretaceous in the Korean Peninsula // Island Arc. 1999. V. 8. P. 218–231.
25. Menzies M. Residual alpine lherzolites and harzburgites – Geochemical and isotopic constrains on the origin // Oregon Dept. Geol. Min. Indus. Bull. 1977. V. 96. P. 129–147.
26. Moon H.S., Song Y.G. and Sin S.E. Mineralogical and chemical variation in weathering profile on ultramafic rocks during vermiculitization // J. Korean Inst. Mining Geol. 1993. V. 26, N 1. P. 29–40.
27. Pearce J.A., Lipperd S.J. and Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Marginal Basin Geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. N 16. Alden Press. Ltd., Oxford, 322 p.
28. Seyfried W.E. and Dibble W.E. Seawater-peridotite interaction at 300єC and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44, N 2. P. 309–321.
29. Song S.H., Choi S.G. and Woo J.G. Genetic implications of ultramafic rocks from Bibong area in the Kyeonggi gneiss complex // Econ. Environ. Geol. 1997. V. 30, N 5. P. 477–491.
30. Turek A. and Kim C.B. U-Pb zircon ages for Precambrian rocks in southwestern Ryeongnam and southwestern Gyeonggi Massifs, Korea // Geochim. J. 1996. V. 30. P. 231–249.
31. Wee S.W., Choi S.G. and So C.G. Preliminary study of ultramafic rocks from the Chungnam Province, Korea // Econ. Environ. Geol. 1994. V. 27, N 2. P. 171–180.
32. Woo Y.K. Petrological study of ultramafic rocks in Choongnam Province, Korea // Geological resources of the Yellow Sea. Proceed. Korea-China Sympos., October 27–30. 1998. P. 5–22.
33. Woo Y.K., Choi S.W. and Park K.H. Genesis of talc ore deposits in the Yasan area of Chungnam, Korea // J. Inst. Min. Geol. 1991. V. 24, N 4. P. 363–378.
34. Yin A. and Nie S.Y. An indentation model for the North and South China collision and development of the Tan-Lu and Homan fault systems, eastern Asia // Tectonics. 1993. V. 12, N 4. P. 801–813.
35. Yun S.P., Moon H.S. and Song Y. Mineralogy and genesis of the Pyoungan and Daeheung talc deposits in ultramafic rocks, the Yoogoo area // Econ. Environ. Geol. 1994 V. 27, N 2. P. 131–145.

*Поступила в редакцию 23 мая 2000 г.* *Рекомендована к печати А.И.Ханчуком*

***Dong-Woo Lee, I.A.Tararin, Kwang-Soo Seo, Byung-Su Lee***

## Ultramafic rocks from Choongnam Province of South Korea and their comparison with rocks of ophiolite assemblages from accretionary structures

Ultramafic rocks from Choongnam Province, Korea, occur as extended discontinuous isolated bodies among the Precambrian gneiss complexes of the Kyonggi Massif. They show NNE direction, parallel to the strike of the Kongju strike-slip fault zone. The majority of ultramafic rocks is serpentinized harzburgites with a small proportion of clinopyroxene, and most of them are partially or nearly completely replaced by serpentine. The rocks are characterized by restricted ranges of mineral composition, which makes them similar to those of tectonic harzburgites in ophiolites. These restricted ranges of refractory mineral composition are consistent with the interpretation that these rocks are residual material left after an episode of partial melting of mantle source. Mineralogical and geochemical comparison shows that harzburgites from Choongnam Province are more similar to those of oceanic peridotites than to ophiolite peridotites from subduction-related active margins. The field evidence, mineralogical and geochemical peculiarities reveal that peridotites from Choongnam Province are mantle assemblages emplaced into the crust by faulting supposedly in the Cretaceous during the North and South China blocks collision and development of the Tan-Lu and Honam fault systems of East Asia.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 98-115*

## *ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ*

УДК [551.734:56. 016.3] (571.17)

# ФАЦИАЛЬНЫЕ И ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛАТОВЫХ («ЧИЕЛЕВЫХ») СЛОЕВ ЖИВЕТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

***Н.В. Сенников*, Т.В. Клец**, Н.Г. Изох*, Р.Т. Грацианова*, Е.А. Елкин*, Н.К. Бахарев*, О.А. Родина*, О.П. Мезенцева******

** Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск*

*** Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

**** Новокузнецкий государственный педагогический институт, г. Новокузнецк*

Аргументирована необходимость синонимизации применяемых ранее названий позднеживетского таксона брахиопод *Spirifer cheehiel* Kon., *Spirifer cheehiel* var. *alata* St., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Acrospirifer pseudocheehiel* Hou, *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou) в одно – *Euryspirifer alatus* (St.). Предложено для обозначения позднеживетского фаунистического комплекса вместо названия «чиелевая фауна» («чиелевые слои») употреблять термин алатовая фауна (алатовые слои). Рассмотрены литологические особенности пород и фаунистическая характеристика бейской свиты Северо-Минусинской впадины как типового объекта распространения алатовой («чиелевой») фауны в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Дано послойное описание конденсированного разреза верхней части этой свиты на юге Северо-Минусинской впадины и определены фациальные обстановки его формирования. Проанализирована последовательная смена палеосообществ мшанок, брахиопод, остракод, конодонтов и рыб алатовых слоев. Приведены изображения установленных форм конодонтов и ихтиофоссилий. Дано описание трех таксонов конодонтов, в том числе двух новых.

***Ключевые слова:*** **алатовые слои, верхний живет, Северо-Минусинская котловина, Центрально-Азиасткий пояс .**

## ВВЕДЕНИЕ

“Чиелевая” фауна, “чиелевые слои” являются широко употребляемыми в отечественной литературе терминами для обозначения позднеживетского специфического фаунистического сообщества, повсеместно распространенного на обширной территории в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и в прилегающих районах. Свое название оно получило по одному их таксонов брахиопод. Впервые “чиелевое” палеосообщество было описано А.Штукенбергом [57] из бейской свиты Минусинской котловины. Бейская свита – один из самых известных, уже более 100 лет назад выделенных, местных стратонов девона, на основе которого в шкале региональных стратиграфических подразделений на западной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса в восточной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) установлен бейский горизонт [18, 26, 34, 35]. Бейская свита отвечает самой крупной трансгрессии моря в обширную область преимущественно континентального девонского осадконакопления, и ее породы содержат в себе своеобразный палеобиоценоз.

В “чиелевых” слоях представлены таксоны брахиопод, двустворок и мшанок, свойственные мелководной зоне бассейна. Так, для брахиопод фоновым видом является грубо ребристый *Spirifer cheehiel* Kon. [55]. При описании этого вида А.Штукенберг отметил его высокую степень изменчивости и выделил широкие формы как *Spirifer cheehiel* var. *alata* St.

[57]. Позднее подобная фауна была открыта на окраинах Кузнецкого бассейна и названа “чиелевой” [24, 49, 50]. Она характеризует собой “чиелевые слои” [44] – биостратиграфический репер верхнего живета многих свит девона Центрально-Азиатского складчатого пояса (ольдойская, макаровская и ниранская на Дальнем Востоке, мазаловско-китатская и алчедатская на окраинах Кузбасса, бейская в Северо-Минусинской, Южно-Минусинской и Назаровской впадинах, еловская, бельгебашская, тайозенская, ташантинская в Горном Алтае, шипуновская в Рудном Алтае). Находки экземпляров *Spirifer cheehiel* var. *alata* St. в нижней части изылинского горизонта Кузбасса, считавшегося нижнефранским, расширили биозону вида [47]. В последние годы, по данным изучения конодонтов и миоспор, фромеленский горизонт ($F_1a$) Арденн, с которым изылинский горизонт сопоставляется, отнесен к верхам живетского яруса [47]. Это подтвердило высокую ценность вида “*Spirifer cheehiel* Kon.” – его узкий стратиграфический интервал (только верхний живет) при очень широком географическом распространении. На основании этого вида был определен верхний живет в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и ряде соседних регионов (Дальний Восток, Северо-Восточной Китай, Северная Монголия, Казахстан).

Результаты палеонтолого-стратиграфических исследований “чиелевой фауны” и “чиелевых слоев” в последние десятилетия сводятся к следующему: 1) позднеживетский вид “*Spirifer cheehiel* Kon.” отнесен к роду *Euryspirifer* [36]; 2) вид “*Spirifer cheehiel* (Kon.)” полифациален и при массовом развитии в зоне мелководного шельфа [7, 12] встречается и в породах, формировавшихся на средних глубинах [48, 49]; 3) морфологическая пластичность вида послужила причиной выделения на его основе многочисленных подвидов, позднее синонимизированных [8]; 4) Хоу Хунфей [51], сравнив формы, определенные ранее как “*Spirifer cheehiel* Kon.”, из Кузбасса и Южного Китая, нашел морфологическое и возрастное несоответствие сибирских экземпляров южнокитайским – первые, позднеживетские, он назвал *Acrospirifer pseudocheehiel* Hou, 1959, а вторые, эмские, – *Acrospirifer cheehiel* (Kon., 1846); 5) Е.А.Иванова [12] приняла новое название *pseudocheehiel* для сибирского вида “*cheehiel*” и его вариетета (экоморфы) *alata*, но восстановила принадлежность их к роду *Euryspirifer* Wed.; 6) в процессе ревизии состава рассматриваемого вида [8] установлено, что ни Хоу Хунфей, ни Е.А.Иванова не согласовали введение нового видового названия для позднеживетских “*Spirifer cheehiel* Kon.” (см. выше пункты 3 и 4) с правилом Международного кодекса зоологической номенклатуры [27], по которому (статья 23 а, с, е), если недействительное название вида отбрасывается, ему должно быть присвоено наименование первого из указанных автором вида вариететов, если они есть. С учетом этого правила вид *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou) [51] следует называть *Euryspirifer alatus* (St., 1846), поскольку в первоописании сибирского вида “*Spirifer cheehiel* Kon.” широкие его формы были названы А.Штукенбергом “var. *alata*”.

В итоге характерная для верхнего живета в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса “чиелевая фауна” получает название алатовая, а слои, содержащие ее, соответственно, – алатовые. В случае употребления прежнего названия (“чиелевая фауна” или “чиелевые слои”) оно должно быть обязательно заключено в кавычки.

Несмотря на большое число публикаций по стратиграфическим и палеонтологическим вопросам, литологические особенности пород бейской свиты, как типового объекта распространения алатовой (“чиелевой”) фауны, характер фациальных изменений в разрезе и структура ее сообществ организмов пока не получили требуемого на современном уровне исследований освещения в литературе. Далеко не достаточно проработаны материалы по микрофоссилиям алатовых (“чиелевых”) слоев.

## АКТУАЛЬНОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

Корреляция горизонтов девона АССО, установленных, как правило, по бентосным сообществам, с подразделениями Международной стратиграфической шкалы (МСШ) далеко не однозначна. В большинстве случаев горизонты в полном объеме сопоставляются с ярусами или подъярусами МСШ. При этом границы горизонтов и подразделений МСШ, без должного соответствующего палеонтологического обоснования, часто совмещаются друг с другом. За зональную основу девонской части МСШ принята конодонтовая последовательность. Соответственно, только в тех случаях, когда выделяемые региональные подразделения имеют четкое возрастное обоснование в зональной конодонтовой последовательности, можно с уверенностью на современном уровне исследований проводить бесспорные корреляции горизонтов с подразделениями МСШ.

В отношении стратиграфических объемов горизонтов девона западной части АССО (Салаир) такая работа началась уже давно, и сейчас достигнуты значительные успехи. Например, для эмского интервала определена нижняя граница беловского горизонта, отвечающая нижней границе конодонтовой зоны excavatus, и нижняя граница вышележащего шандинского горизонта, отвечающая нижней границе конодонтовой зоны nothoperbonus [9, 15]. Для восточной части АССО (Минусинская, Тувинская, Назаровская, Рыбинская впадины) таких разработок практически не велось. В первую очередь, это связа-

но с тем, что в этой части АССО в девоне были широко развиты процессы континентального осадконакопления. Морское осадконакопление проявилось только на двух общепризнанных уровнях (эмском и живетском). Однако в последние годы появились сведения о присутствии в разрезах типичных континентальных отложений маломощных пачек пород, отвечающих эпизодам морского осадконакопления, более кратковременным, чем век [41]. Можно надеяться, что исследования такого исходного материала позволят получить для девона восточной части АССО хотя бы несколько опорных реперных зональных конодонтовых уровней для уточнения положения границ горизонтов. В данной работе приведены сведения о новой находке конодонтов в бейском горизонте (свите), что позволяет впервые включить в состав фаунистической характеристики этого горизонта конодонтовый комплекс. Ранее [23] бейская свита сопоставлялась по бентосной фауне с алчедатским горизонтом Кузбасса, стратиграфический интервал которого, в свою очередь, определялся по конодонтовой шкале в пределах от зоны middle varcus до зоны lower hermanni – cristatus включительно [23] или от зоны middle varcus до основания зоны disparilis включительно [1].

Другой задачей проведенных работ была попытка детального изучения фациальных особенностей осадконакопления северо-минусинского позднеживетского бассейна, а также структуры и тафономии алатового (“чиелевого”) сообщества.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ, СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Термин “бейская свита” предложен А.А.Штукенбергом в 1886 г. [57]. Ранее понималась как бейские известняки или бейские слои [31, 43, 44]. Стратиграфический диапазон бейской свиты по шкале региональных стратиграфических подразделений соответствует одноименному горизонту (верхний живет) [34]. Бейская свита в большинстве разрезов залегает согласно на сарагашской (Северная Минуса) или илеморовской (Южная Минуса) свитах. В отдельных разрезах она несогласно лежит на толтаковской свите или на быскарской серии – например, на верхней подсвите копьевской свиты или на печищенской и на тонской свитах. Бейская свита может залегать и непосредственно на фундаменте. В свою очередь, бейская свита согласно перекрывается ойдановской свитой [34]. Общая мощность разрезов свиты от 30 м до 300 м. Стратотип бейской свиты расположен в бассейне р. Абакан в Южно-Минусинской впадине у села Бейское на горе Крестик. Свита представлена водорослевыми и органогенными известняками с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников, редко гипсов. Надо отметить, что в отдельных разрезах бейской свиты количество пластов гипсов может достигать 21 (месторождения в Южно-Минусинской впадине), при мощности пластов от 0,5 до 6,3 м [30]. Фациально разрезы бейской свиты значительно изменяются по площади. В Южно-Минусинской впадине выделено три типа строения ее разреза: 1) западный (преобладание известняков с двумя фаунистическими горизонтами, а также незначительное количество аргиллитов и алевролитов), 2) центральный (меньшее количество известняков с одним фаунистическим горизонтом, а также мергели, алевролиты, песчаники, доломиты) и 3) северо-восточный (известковистые алевролиты, мергели и песчаники) [19, 21, 23]. В большинстве разрезов бейская свита делится по составу слагающих ее пород на две подсвиты или две части [43].

Фациальные особенности пород бейской свиты уже давно привлекали к себе внимание специалистов. Так, были послойно изучены с применением экологического метода несколько разрезов бейской свиты в Южно-Минусинской и в Северо-Минусинской впадинах [13]. В районе озера Шира на юге Северо-Минусинской впадины был описан разрез, состоящий из 6 пачек достаточно однородных известняков и аргиллитов, суммарной мощностью около 38 метров, сформировавшийся в зоне прибрежного мелководья с неустойчивым режимом, местами с довольно сильным волнением, достигавшим дна палеобассейна [13]. Этот разрез считался типовым для бейской свиты Северо-Минусинской впадины, так как в нем были отмечены находки представителей “чиелевого комплекса”. Позднее [3], в том же районе на водоразделе озер Иткуль и Шира был описан разрез бейской свиты, представленный 15 пачками известняков, мергелей, песчаников и алевролитов, общей мощностью 165 м. Для района озера Шира приводились данные о мощности бейской свиты в пределах 100 м [21]. Значительные отличия мощностей бейской свиты по данным разных исследователей практически на одном участке могут быть объяснены следующими причинами: а) в первом случае [13] за весь разрез свиты был принят только фрагмент ее верхней части, б) в данном районе наблюдаются значительные изменения мощности разреза бейской свиты, в) во втором случае [3] к низам бейской свиты отнесены преимущественно терригенные пачки пород, которые могут быть, по [13, 21], верхами нижележащей сарагашской свиты. В.В.Благовидов указывал, что на восточном крыле Ширинской синклинали мощность бейской свиты достигает 137 м, а на восточном крыле Иткульской антинклинали – 165 м [3, 4]. Однако он отмечал [4], что большинство исследователей проводили нижнюю границу бейской свиты по подошве строматолитовых известняков, а подстилающие их пачки суммарной мощностью 34 м отно-

сили к верхам сарагашской свиты. При такой трактовке объема бейской свиты ее мощность в разрезе Иткульской антиклинали составит только 131 м. Надо отметить, что для всей площади Северо-Минусинской впадины указывались значительные изменения мощности бейской свиты в пределах 170–180 м на юге и крайнем северо-западе, для других районов – в пределах 100–130 м, а на севере и северо-востоке – в диапазоне 60–75 м, при минимуме 30 м [17].

По комплексам фауны бейский горизонт (бейские слои) некоторыми авторами подразделяется на нижнебейские и верхнебейские слои [43]. Нижнебейские слои делятся на три "фаунистических горизонта": 1) водорослевые известняки с ругозами *Minussiella beiensis* Bul.; 2) известняки с двустворками *Avicula (Leptodesma) asa* B.Nal. и замковыми брахиоподами *Theodossia schmidti* (St.); 3) известняки и мергели с двустворками *Pterinea minussiensis* St. [44]. Верхнебейские слои (= "чиелевые" слои) рассматриваются в объеме одного "фаунистического горизонта" глинистых известняков с мшанками *Lioclema jakovlevi* (Shoen.) и замковыми брахиоподами *Euryspirifer alatus* (St.), *Streptorhynchus devonicus minusiensis* Rz., *Productella productoides* (Mur.). В целом, вымершие организмы в бейской свите достаточно разнообразны в таксономическом отношении и весьма представительны по численности экземпляров и по числу местонахождений. Среди них установлены табуляты – *Thamnopora proba acrospina* Dub., *Aulopora* aff. *tubaeformis* Gol., *Aulopo*ra sp., *Cladochonus* sp., *Thecostegites firmus* Sok. [13, 31, 44]; ругозы – *Minussiela beiensis* Bul., *Pseudocampophyllum enisseicum* Iv. [14, 31, 44]; криноидеи – *Pentagonocyclicus vulgaris* Jel., *P. humilicristatus* Jel., *P. saragaschensis* Jel., *P. simplex* Jel. [31]; мшанки – *Lioclema yakovlevi* (Shoen.), *L. minussiense* Mor., *L. heitaiense* Jang., *Paralioclema nodosum* Mor., *Minussina maculosa* Mor., *M. spinosa* Mor., *Eridotrypella multa* Mor., *Neotrematopora typica* Mor. (= *Trematopora schiriensis* Schoen., 1926; = *Batostoma sibirica* Schoen., 1926), *N. fruticosa* (Mor.), *N. vasilievskiji* (Schoen.), *Abakana macrospina* Schoen., *Semicoscinium bugusunicum* Nekh., *S. altschedaticum* Nekh., *S. robustum* Nekh., *Hemitrypa devonica* Nekh., *Leptotrypa tubuliformis* Schoen. [6, 18, 26, 28, 31, 44, 45, 52]; замковые брахиоподы – *Schizophoria striatula* Schloth., *Orbiculoidea* aff. *media* Hall, *Productella productoides* (Mur.), *Atrypa waterlooensis* Web., *Sibiratrypa lebedjanica* Rz., *Schuchertella minussinensis* (Rz.), *Spinocyrtia martianofi* (St.), *Theodossia schmidti* (St.), *Euryspirifer alatus* (St.), *Rhynchospirina lopatini* St., *Athyris concentrica* (Buch), *A. gracilis* (San.), *A. angelica* Hall, *Athyris* sp., Atrypidae gen. et sp. ind., *Streptorhynchus devonicus minussiensis* Rz., *Productella productoides* Mur., *P. subaculeata* (Mur.), *Emanuella takwanensis* (Kays.), *Waagenoconcha nekhoroschewi* Nal. [12, 13, 19, 21, 31, 34, 44, 45, 57]; беззамковые брахиоподы – *Lingula* aff. *squamiformis* Phil. [31]; двустворки – *Pterinea minussiensis* St., *Avicula (Leptodesma) asa* B.Nal., *Myophoria* sp., *Schyzodus* sp., *Nordwestia socialis* Eich., [31]; трилобиты – *Proetus beiensis* Max. [31, 45]; остракоды – *Punctoprimitia minussiensis* Til., *Paraschmidtella minussiensis* Pol., *Moorites legibilis* Pol., *Knoxiella beiskiensis* Pol., *Acratia lanceolata* Pol., *Famenella zaspelovae* Pol., *Bairdia* sp., *Healdianella* sp., [18, 26, 32, 34, 46]; гастроподы – *Murchisonia* sp., *Naticopsis* sp. [45]; филлоподы – *Asmussia parvula* Nov., *A. biikemensis* Nov., *A. bejensis* Nov., *A. ovula* Nov., *Glyptoasmussia zubrilini* (Nov.), *Trigonestheria beliakovi* Nov., *T. altaikensis* Nov., *Sphaerestheria prima* Nov., *Pseudoestheria kotbolensis* Nov. [44, 45]; черви-трубкожилы – *Spirorbis omphaloides* Gol.; остатки рыб – *Coccosteiformis* sp. [31] и полихеты (сколекодонты); растительный детрит, отпечатки наземных растений, споры *Stenozonotriletes ornatissimus* Naum. и харовые водоросли *Trochiliscus* sp. [31].

В отличие от перечисленных выше макрофаунистических остатков бейской свиты ее микрофоссилии изучены слабо. Особенно это касается такой ортостратиграфической группы, как конодонты, хотя первые сведения об их остатках в бейской свите появились уже давно. Эта находка была сделана в Северо-Минусинской впадине, юго-западнее озера Иткуль С.А.Родыгиным [38, 39], который привел изображения и дал описание трех таксонов среднеордовикских родов – *Bryantodina?* sp., *Coleodus* sp., *Neocoleodus* sp. – и одного таксона, относящегося к роду, известному в ордовике и силуре – *Oneotodus* sp. Было сделано заключение [39], что в породы среднедевонской бейской свиты ордовикский комплекс конодонтов попал в результате переноса и переотложения. Авторы настоящей статьи не имели возможности ознакомиться с рассматриваемой коллекцией, поэтому не могут оспаривать этот вывод С.А.Родыгина. Однако нужно отметить, что фрагментарный характер материала, его плохая сохранность могут быть интерпретированы по-другому. Так, часть приведенных в его публикации [39] рисунков микрообъектов, не позволяющих судить о цвете остатков, может быть отнесена к челюстным аппаратам хищных червей – полихет, а другая часть – к фрагментам таксонов, относящихся к проблематике. Новые находки конодонтов хорошей сохранности, достоверно девонской ассоциации, сделаны в разрезах бейской свиты авторами настоящего сообщения в том же районе, где собрал свою коллекцию С.А.Родыгин. Они позволяют дать иную интерпретацию "возраста" и "происхождения" первых находок "конодонтов" в Хакасии.

Другое местонахождение конодонтов в девоне Минусинской котловины относится к таштыпской свите нижнего девона в Южно-Минусинской впадине. Из стратотипа свиты на горе Курбезек и в районе железнодорожной станции Усть-Таштып [40] был определен раннедевонский (позднеэмский) таксон – *Pandorinellina expansa* (Uyeno et Mas.). Так же из таштыпской свиты в Центрально-Тувинском прогибе, в разрезе по руч. Хам-Дыт был получен [33] комплекс конодонтов *Acodina* sp., *Pandorinellina exigua* (Ph.), *Pelekysgnathus* sp., *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mas., отнесенный к зоне gronbergi верхней части нижнего эмса. К сожалению, изображений конодонтов в этих двух статьях [33, 40] приведено не было.

## МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для выяснения фациальных особенностей формирования отложений бейской свиты были изучены ее разрезы в Северо-Минусинской впадине. Ниже, в качестве примера, приведено послойное описание одного из разрезов верхней подсвиты этой свиты, ранее не изучавшегося, наиболее хорошо обнаженного и достаточно палеонтологически охарактеризованного. В этом разрезе можно изучать практически все разности пород бейской свиты, а в составе ориктоценозов – многие группы макрофауны (мшанки, брахиоподы, двустворки, остракоды, трилобиты, гастроподы, криноидеи, рыбы, тентакулиты и др.), водоросли и растения, а также микрофоссилии (конодонты и сколекодонты). В нем наблюдается палеосукцессия донных сообществ и следы трангрессивно-регрессивных событий.

Разрез С-945 (С-931) (рис. 1) на участке севернее оз. Иткуль, расположен на водораздельном гребне озер Иткуль – Шира (GPS N 54°28'40", E 090°08' 20"), в карьере на сопке с абсолютной отметкой 303,7 м. При небольших углах залегания пород, многие пласты в карьере вскрыты таким образом, что можно наблюдать десятки квадратных метров поверхностей осадконакопления палеобассейна, на различных стратиграфических уровнях. Практически для каждой пачки пород можно не только проводить тафономические наблюдения, но и реконструировать закономерности формирования и расселения палеосообществ на дне палеобассейна. Верхняя подсвита бейской свиты представлена стратиграфически снизу вверх следующей последовательностью:

1. Светло-серые, белесо-серые, доломитизированные слоистые, плитчатые (3–7, реже 10 см) аргиллиты. Вверх по разрезу увеличивается карбонатность, плитчатость достигает 20 см и породы переходят в доломитизированные известняки. Встречаются слои белесых рыхлых, слабо литифицированных доломитизированных мергелей. В средней части пачки наблюдаются субпараллельные ребристые (0,5–1 см) знаки ряби. Мощность слоя до ....1 м.

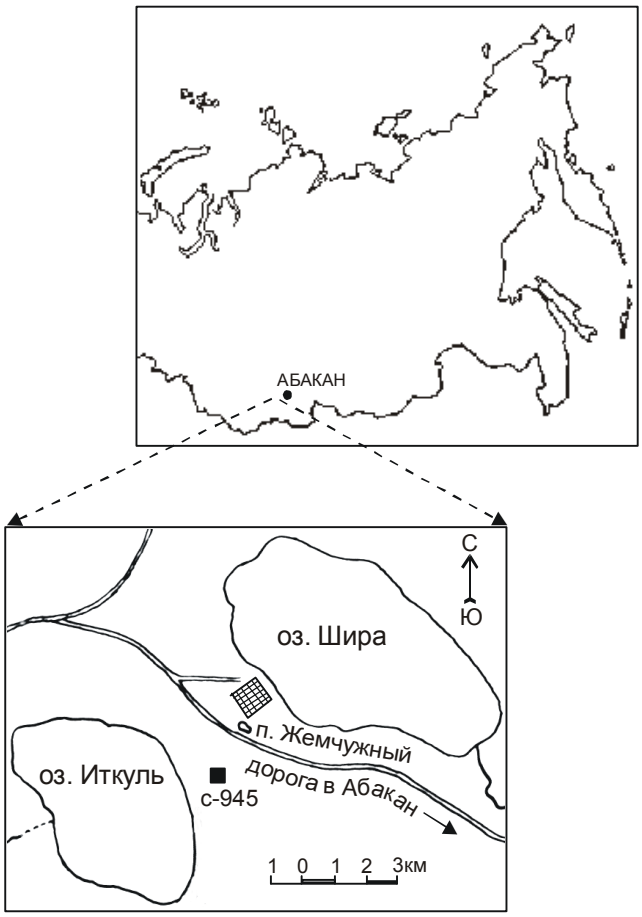



**Рис. 1.** Схема расположения изученного разреза алатовых (“чиелевых”) слоев в Северо-Минусинской впадине (бейская свита).

Залитым квадратом показано положение разреза.

2. Светло-табачные, слабо литифицированные аргиллиты, превращенные в изометричную или квадратно-кубическую (до 0,5 см) дресву. Нижняя граница пачки волнистая, местами скорлуповатая. Наблюдается 1–3 см плитчатость. В основании пачки 0,5–1 см слой желтых глинистых сланцев с листоватой отдельностью. Верхние 10 см пачки представлены плитчатыми (3–5 см), слабо известковистыми аргиллитами. ..... 15 см

3. Серые массивные известковистые аргиллиты. Нижняя граница пачки постепенная, со слабо волнистой поверхностью. ..... 15–20 см

4. Табачно-серые, вверху стально-серые, тонкослоистые (0,5–0,3 см), слабо литифицированные аргиллиты с изометричной мелкой (до 1 см) дресвой. Нижняя граница пачки ровная. Наблюдается 1–3 мм микрослоистость. ..... 15 см

5. Серые известковистые аргиллиты. Нижняя граница пачки слабо волнистая. Нижние 20 см – массивный однородный пласт-плита. Далее 0,5 см слой скорлуповатого аргиллита, затем 0,15 м слой известковистого аргиллита. ..... 40 см

6. Табачные, в верхней части стально-серые, глинистые алевролиты и алевропесчаники, местами переходящие в мелкозернистый песчаник с изометричной и удлиненной дресвой до 2 см. Нижняя граница пачки слабо волнистая. Отмечается 0,5–0,7 см плитчатость и 1–3 мм микрослоистость. В средней части пачки встречен прослой (3–4 см) плотных сливных алевролитов темно-табачного цвета, а в верхней части пачки – линзовидные (1–3 мм) прослои гипса. ..... 70–80 см

7. Серые и свето-серые оолитовые известняки. Нижняя граница пачки ровная и резкая. Оолиты диаметром до 0,5 мм, хорошо отсортированы, составляют практически 100 % породы. В нижней части пачки наблюдается 5 см плитчатость, в верхней – 25 см. Встречаются линзовидные прослои известковистых песчаников-калькаренитов (длина до 1–2 м, мощность 5–7 см) и глинистых алевролитов (мощность 0,1–1 см). ..... 60–65 см

8. Табачно- и коричневато-серые волнисто-косослоистые мелкозернистые песчаники и алевропесчаники, переходящие по простиранию в алевролиты. Нижняя граница пачки неровная, волнистая. Наблюдается отдельность – 0,5–2 см и микрослоистость – 1–2 мм. Встречаются две формы растений: а) черные, мелкие, нитчатые, многочисленные, слабо ориентированные, перемещенные, возможно водоросли (?) и б) коричневые, более крупных размеров (длина до 3–5 мм), неориентированные, несортированные. Здесь же в гнездовидном скоплении найдены мелкие (до 1,5–2 мм), плоскоспирально завитые, слабо перемещенные неориентированные остатки трубок *Spirorbis* sp. и редкие конические неориентированные изогнутые (длина до 5–10 мм) трубочки (возможно, тентакулиты). Кроме того, встречены единичные чешуи рыб, а также редкие, дихотомически ветвящиеся следы илоедов (длина – до 2–3 см, ширина – до 3 мм). ..... 0,3–0,35 м

9. Табачно-серые, темно-стально-серые, до черных, мелкозернистые песчаники, алевропесчаники, алевролиты, реже аргиллиты. Нижняя граница пачки ровная и резкая. В основании слоя встречается прослой (3–5 см) плохо сортированного песчаника среднезернистого. Средние по размеру зерна встречаются гнездами 1–2 см. Цемент глинистый. В алевропесчаниках спорадически встречаются гальки (?), закатыши (?) (размером 3×2×1 см) более тонкого серого глинистого алевролита (аргиллита). Вверх по разрезу породы становятся более сортированными, плотными, сливными. В верхней части хорошо выражена 3–10 см плитчатость. Встречаются редкие обрывки тонких нитчатых органических остатков (водорослей?) и, возможно, чешуя рыб. ..... 1,2–1,5 м

10. Белые доломитизированные мергели. Нижняя граница пачки ровная и резкая. Наблюдается 1–0,5 мм микрослоистость. ..... 0,5–1 см

11. Табачно-серые, темно-стально-серые, до черных, мелкозернистые песчаники, алевропесчаники, реже аргиллиты. Нижняя граница пачки ровная резкая. По палеонтологической характеристике аналогичен девятой пачке. ..... 0,2 м

12. Белые доломитизированные мергели, с резкой нижней границей. ..... 3–8 см

13. Коричневато-табачные до темно-стально-серых аргиллиты и алевролиты. Нижняя граница пачки слабо волнистая. В нижней части породы глинистые, с 1–3 см плитчатостью, а в верхней – карбонатные, с 10–20 см плитчатостью ..... 2–50 см

14. Белые доломитизированные мергели, с неровной, в виде примазок, нижней границей. ..... 3 см

15. Коричневато-темно-серые доломитизированные, слабо-волнисто-слоистые аргиллиты с угловато-изометричной дресвой. Нижняя граница пачки ровная, резкая. ..... 2–4 см

16. Темно-стально-серые в нижней части пачки и слабо-светло-серые в верхней ее части, мелкозернистые слабослоистые песчаники. Нижняя граница пачки ровная. Верхние 5 см имеют микрослоистость по цветовым оттенкам пород. Наблюдается 10–15 см отдельность со скорлуповатым напластованием. ..... 35–70 см

17. Коричневато-красно-темно-серые, тонко рассланцованные до листоватой отдельности аргиллиты. Нижняя граница пачки неровная. Вверх по разрезу увеличивается карбонатность (возможно, вторичная), увеличивается зернистость (до алевролитов и мелкозернистых песчаников) и исчезает коричневатый и красноватый оттенок пород, появляется косая слоистость. Встречаются многочисленные перемещенные, не ориентированные обрывки водорослей? (или наземных растений?), а также единичные створки брахиопод и гастроподы. ..... 8 см

18. Табачно-зеленовато-серые комковатые неясно-слоистые аргиллиты. Нижняя граница пачки с постепенным переходом (интервал 3–5 см). В нижней части пачки в 1–1,5 см не выдержанном по простиранию слое мшанки и другие ископаемые организмы закатаны как обломки в аргиллито-алевритовом матриксе. В нижней половине пачки в “гнездовидных” захоронениях встречаются брахиоподы мелких размеров (до 1 см), представленные отдельными створками и целыми неориентированными несортированными раковинами, а также перемещенные вблизи обитания мшанки, с неориентированными, несортированными ветвями диаметром до 4 мм. В верхней половине пачки брахиоподы представлены тонкими мелкими (диаметр до 0,5 мм) неориентированными несортированными, разрозненными и целыми створками, перемещенными вблизи обитания, или раковинами в прижизненном положении. Мшанки в этой части пачки имеют диаметр ветвей от 2–3 мм до 3 см, при длине до 7 см и находятся в виде отдельных ориентированных несортированных колоний и ветвей, а также и в виде мшанковых “матов-ковров”, длиной до 40 см. Эти формы относятся к роду *Neotrematopora*. В местах скопления фауны породы представлены сильно глинистым известняком. ..... 30 см

19. Темно-серые глинистые известняки, местами аргиллиты. Нижняя граница пачки волнистая. Нижняя часть пачки представлены рыхлой дресвой зеленовато-желтовато-серых аргиллитов, мощностью 10 см, в которых отмечаются ветви мшанок диаметром до 0,5 см, длиной до 3–4 см (род *Neotrematopora*). Местами они образуют мшанковые “маты-ковры”, в которых отдельные колонии слабо ориентированы. Наблюдаются как целые, так и разрозненные створки раковин брахиопод, выпукло-округлой и треугольной формы, размером обычно до 1 см (редко до 4 см). Встречаются единичные пигидии трилобитов *Proetus beiensis* Max., стебли криноидей диаметром 3 мм, длиной до 1 см. Среди брахиопод установлены:

крупные раковины вида *Euryspirifer alatus* (St.) и мелкие раковины видов *Rhynchospirina lopatini* St., *Athyris concentrica* (Buch). .....30 см

20. Табачно-зеленоватые, неяснослоистые аргиллиты и глинистые алевролиты с угловато-многоугольной дресвой. Нижняя граница пачки слегка волнистая. В сильно известковистых стяжениях встречаются мелкие, очень тонкие (толщина до 0,5–0,1 мм), разрозненные и целые, неориентированные створки брахиопод. Отмечаются одиночные крупные ветви мшанок (диаметр 1–2 см, длина до 3 см). Это формы, относящиеся к роду *Minussina*. ..... 25–35 см

21. Серые, темно-серые, местами обломочные известняки. Нижняя граница пачки постепенная, но с быстрым переходом. Встречаются тонкие (до 1 мм) разрозненные створки, а иногда и целые раковины брахиопод, очень редкие, мелкие (до 0,5 мм) раковины гастропод, единичный отпечаток туловища (?) и чешуя рыб. Найдены нити известковых водорослей и одиночные пигидии трилобитов *Proetus beiensis* Max. .....45 см

22. Известняки светло-серые, в которых глинистый материал распространен крайне неравномерно, приурочиваясь к пленкам (мощностью 1 мм) кавернозной поверхности. Нижняя граница пачки постепенная, с переходным интервалом 5 см. В нижней части пачки – редкие брахиоподы, размером и сохранностью близкие брахиоподам из пачки 21, а также редкие единичные ветви мшанок диаметром до 2 см (*Minussina spinosa* Mor.). Выше найдены крупные брахиоподы и двустворки (до 3 см), местами породообразующие, занимающие до 60–80 % породы. Раковины брахиопод тонкие, разрозненные и целые, неориентированные. В самой верхней части нижней половины пачки брахиоподы встречаются реже и уменьшаются в размерах. Во второй половине пачки постепенно нарастает количество глинистого материала. Породы представлены серыми глинистыми известняками, с глинистыми примазками мощностью до 2 мм. Крайне редко отмечаются брахиоподы, представленные мелкими округлыми раковинами диаметром до 1 см. Здесь чаще содержатся мшанки рода *Minussina*. Среди брахиопод во всех частях пачки определены *Euryspirifer alatus* (St.). Верхние 15 см пачки представляют собой мшанковый биостром, где ветви мшанок (род *Munissina*) занимают до 50 % породы. 55 % ветвей имеют диаметр 0,5–1 см, 5 % ветвей – более 1–2 см, 40 % – 2–3 мм. Найдены одиночные пигидии трилобитов *Proetus beiensis* Max. .....75 см

23. Серые и темно-серые, слабо глинистые, местами песчанистые известняки. Нижняя граница пачки постепенная, но с достаточно четким переходом. В нижней части пачки часто встречаются раковины брахиопод диаметром 1–3 см, как целые, так и с разрозненными створками, и мшанки с диаметром ветвей 1–2 мм (*Minussina spinosa* Mor.). Во второй половине пачки преобладают брахиоподы размером 2–3 см, но встречаются и до 10 см. Местами порода представляет брахиоподово-ракушняковую банку, где брахиоподы занимают 50 % породы. Раковины брахиопод преимущественно целые, несортированные, неокатанные, но часто обломанные. Отмечаются палеокарстовые воронки-щели глубиной более 1 м (то есть проникающие и в нижележащие пачки), шириной до 10–15 см и длиной до 4 м. Среди встреченных органических остатков определены брахиоподы – крупные раковины *Euryspirifer alatus* (St.) и мелкие раковины *Athyris concentrica* (Buch), двустворки – крупные (до 3 см) раковины Taxodonta gen. et sp. ind., остатки червей-трубкожилов *Spirorbis* sp., остатки рыб, остракоды *Knoxiella beiskiensis* Pol. .....35 см

24. Чередование серых, темно-серых известняков (3–7 см) и кремовых аргиллитов (0,1–1 см). Нижняя граница пачки резкая. На расстоянии 20 м по простиранию вся пачка представлена комковатым глинистым известняком. Глинистые поверхности имеют ромбическо-комковатое, треугольно-многоугольное (1–2 см) растрескивание. На них наблюдаются редкие разрозненные ветви мшанок (*Minussina spinosa* Mor.) диаметром до 1 см, длиной до 7 см. В известняках – тонкие (0,1–0,5 мм) редкие, длиной до 0,5–1 см, некоторые до 5 см, неориентированные несортированные створки брахиопод и мшанок, с диаметром ветвей до 0,5 см (род *Neotrematopora*). В верхней части пачки наблюдаются крупные ветви мшанок диаметром до 2–3 см, длиной до 5–7 см (*Minussina spinosa* Mor.). Местами имеются биостромы, в которых мшанки (*Minussina spinosa* Mor.) создают плотное компактное поселение, где они занимают до 30 % породы. Мощность биострома – 5–10 см, длина – 0,5–1 м. В нем 50 % мшанок имеют диаметр ветвей 1 см, 5–10 % – более 1 см, остальные – менее 1 см. Найдены остатки рыб. Среди брахиопод определены крупные раковины *Euryspirifer alatus* (St.). ..... 25–50 см

25. Табачно-зеленые, неровно наслоенные аргиллиты. В верхней части пачки появляется карбонатность. Нижняя граница пачки резкая и ровная. Встречаются карбонатные стяжения (галька?) серого известняка размером 7×2,5×2 см. В “линзовидном” скоплении найден мшанковый биостром, где ветви мшанок (род *Neotrematopora*) занимают до 30 % породы. Мшанки слабо перемещенные на месте обитания и в прижизненном положении с неориентированными несортированными, стелющимися вдоль дна ветвями колоний. Их ветви имеют длину до 7 см и диаметр до 3 мм. Раковины брахиопод достигают диаметра до 1 см, встречаются редко, 50 % створок – разрозненные и обломанные, у некоторых (20 %) сохранился верхний кальцитовый слой. Они не сортированы и перемещены как вблизи, так и далеко (окатанные) от места обитания. Остракоды – редкие, диаметром 1–1,5 мм, несортированные, неориентированные. Черви-трубкожилы (*Spirorbis* sp.) – единичные, диаметром 2 мм. Растения встречаются редко и имеют длину до 5–6 см. Стебли криноидей – единичные, перемещенные вблизи обитания. ..... 7–10 см

26. Светло-серые глинистые комковатые известняки с большим количеством мшанок с неориентированными несортированными ветвями диаметром 1–2 см и длиной до 3 см. Нижняя граница пачки постепенная (интервал перехода 2 см). В верхней части пачки мшанки (род *Neotrematopora*) с сортированными неориентированными стеблями диаметром 0,5–0,2 см, длиной – 1–3 см. При этом, 30 % мшанок находятся в прижизненном положении. Встречаются перемещенные несортированные тонкие, диаметром до 1 см, разрозненные, редко целые створки брахиопод. Найдены остатки рыб и единичные трилобиты *Proetus beiensis* Max. ..... 10–30 см.

27. Табачно-зеленовато-светло-серые скорлуповатые аргиллиты с листовидной отдельностью и очень мелкой дресвой изометричной ромбическо-кубической формы. Нижняя граница пачки неровно-волнистая. Вверх по разрезу слабо увеличивается карбонатность пород и их цвет меняется до стально-серого. Отмечаются единичные пустоты (диаметр до 1 см), заполненные кальцитом. Содержатся остракоды – много мелких (диаметр до 1 мм), разобщенных и целых, неориентированных несортированных створок (слой разбитых раковин 0,5–2 см), брахиоподы – редкие неориентированные разрозненные обломанные, диаметром до 1 см и менее, створки, перемещенные от места обитания; чешуя рыб, мшанки, пелециподы (длиной – 2 см, шириной – 1 см). ..... 85 см

28. Светло-серые, темно-серые, комковатые известняки с кавернозной поверхностью. Нижняя граница пачки резкая. Встречаются многочисленные мшанки с ветвями диаметром от 0,2 см до 2 см, длиной до 5 см, неориентированные, несортированные, сортировка наблюдается только в верхней части слоя. Брахиопод много и они представлены тонкими (до 1 мм), разрозненными перемещенными створками. В нижней части слоя найдены крупные (до 1,5 см в диаметре) ветви мшанок (род *Minussina*) и крупные (3–5 см), целые раковины брахиопод. ..... 45 см

29. Чередование серых и темно-серых, местами сильно глинистых известняков и табачно- и зеленовато-серых известковистых аргиллитов со скорлуповатой отдельностью и изометричной дресвой. Прослои известняков от 5 до 20–25 см, алевролитов – от 1 до 5–7 см. Выделено 4 ритма. Аргиллиты залегают на ровной поверхности известняков с резким контактом, известняки на аргиллитах – с постепенным, интервал перехода 1 см. В аргиллитах встречаются многочисленные мшанки (род *Neotrematopora*), местами на мшанковых "матах-коврах" их количество составляет 30-40 % объема породы. Из них 10 % – перемещенные, средне сортированные, 10 % – перемещенные вблизи обитания, остальные занимают прижизненное положение. Ветви мшанок имеют диаметр до 0,5 см и длину до 1–2 см. ..... 70 см

30. Известняки темно-стально-серые, массивного облика, мелкозернистые. Ископаемые остатки распределяются в пачке линзовидно, локализуясь в некоторых местах в обильном количестве, а в других – только в виде единичных форм. Ветви мшанок не ориентированы, не сортированы, имеют диаметр 0,5 см при длине 1–2 см и находятся как в прижизненном, так и в перемещенном положениях. Несортированные, неориентированные раковины брахиопод имеют диаметр от 0,5 см до 4 см (преобладают мелкие) и длину до 1–1,5 см. Они представлены обычно разрозненными створками, редко – целыми раковинами, не перемещенными и перемещенными вблизи места обитания. Неориентированные перемещенные несортированные стебли криноидей, диаметром до 3 мм, длиной 4 см, в нижней части пачки – единичные, в верхней – "гнездовидные", занимающие до 10 % объема породы. Найдены единичные фрагменты червей-трубкожилов (*Spirorbis* sp.), мелких и крупных размеров, а также единичные (?) тентакулиты. ..... 50 см

31. Желто-коричневые аргиллиты. Преобладают мшанки – с ветвями мелкими, диаметром 2 мм, и средними, диаметром 4 мм, редко крупными, диаметром до 7 мм и длиной от 3–5 см до 7 см. Они не сортированы, находятся как в перемещенном, так и в прижизненном положениях. В последнем случае их ветви ориентированы в одном направлении. Брахиоподы встречаются реже, они имеют раковины средних размеров – 1–1,5 см. Наблюдаются разрозненные створки и целые, не перемещенные, не ориентированные, не сортированные раковины. ..... более 20 см

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В изученном разрезе (рис. 2) присутствуют как автохтонные, так и аллохтонные захоронения различных групп фауны. Ниже рассмотрены автохтонные их захоронения. При этом проанализированы только три бентосные группы – мшанки, брахиоподы и остракоды, являющиеся основными, вплоть до породообразующих, компонентами палеосообществ. К анализу привлечены и две пелагические группы – рыбы и конодонты. Надо подчеркнуть, что в приведенном разрезе бейской свиты отсутствуют кораллы (табуляты и ругозы) и филлоподы, достаточно широко встречающиеся в разрезах бейской свиты в Южно-Минусинской впадине. Ранее уже отмечалась эта специфическая особенность – отсутствие кораллов в бейской свите в Северо-Минусинской впадине [13].

---

**Рис. 2.** Схема строения разреза верхней части бейской свиты в карьере на водоразделе озер Иткуль и Шира.

Тонкая линия – FS (facial situation – фациальная обстановка) – кривая изменений фациальных обстановок мелководного шельфового осадконакопления. Жирная линия – T-R – трансгрессивно-регрессивная направленность. Вертикальными линиями показано распространение таксонов микрофаунистических остатков.

А – лагунные обстановки, Б – обстановки прибрежной зоны, В – обстановки отмелей вблизи берега (гряды пересыпей-баров), Г – обстановки крайне мелководной зоны (1 – выше регулярной волновой базы, 2 – ниже регулярной волновой базы), Д – обстановки удаленных от берега отмелей.

1 – гипсы, 2 – известняки, 3 – оолитовые известняки, 4 – песчанистые известняки, 5 – глинистые известняки, 6 -доломитизированные известняки, 7 – комковатые известняки, 8 – мергель известковый, 9 – мергель доломитовый (доломитизированный), 10 – аргиллиты, 11 – известковые аргиллиты, 12 – доломитизированные аргиллиты, 13 – алевролиты, 14 – алевропесчаники, 15 – песчаники, 16 – песчаники-калькарениты, 17 – мшанки, 18 – криноидеи, 19 – гастроподы, 20 – двустворки, 21 – тентукулиты, 22 – брахиоподы, 23 – трилобиты, 24 – остракоды, 25 – следы червей, 26 – черви-трубкожилы (спирорбисы), 27 – челюсти полихет – сколекодонты, 28 – конодонты, 29 – рыбы, 30 – водоросли, 31 – растительные остатки.

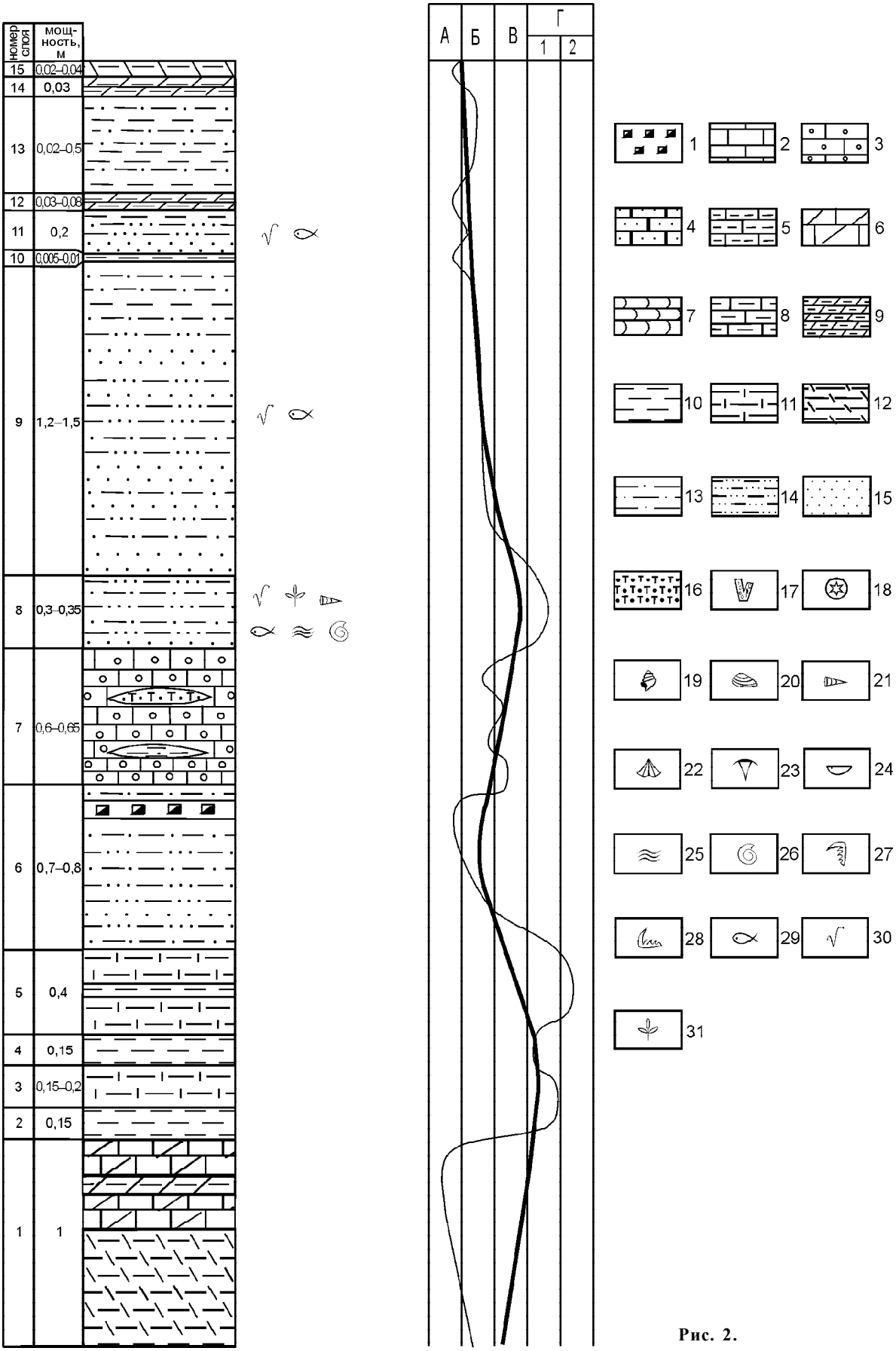

номер слоя
мощ-ность, м
15 0,02–0,04
14 0,03
13 0,02–0,5
12 0,03–0,08
11 0,2
10 0,005–0,01
9 1,2–1,5
8 0,3–0,35
7 0,6–0,65
6 0,7–0,8
5 0,4
4 0,15
3 0,15–0,2
2 0,15
1 1
А
Б
В
Г
1
2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

**Рис. 2.**

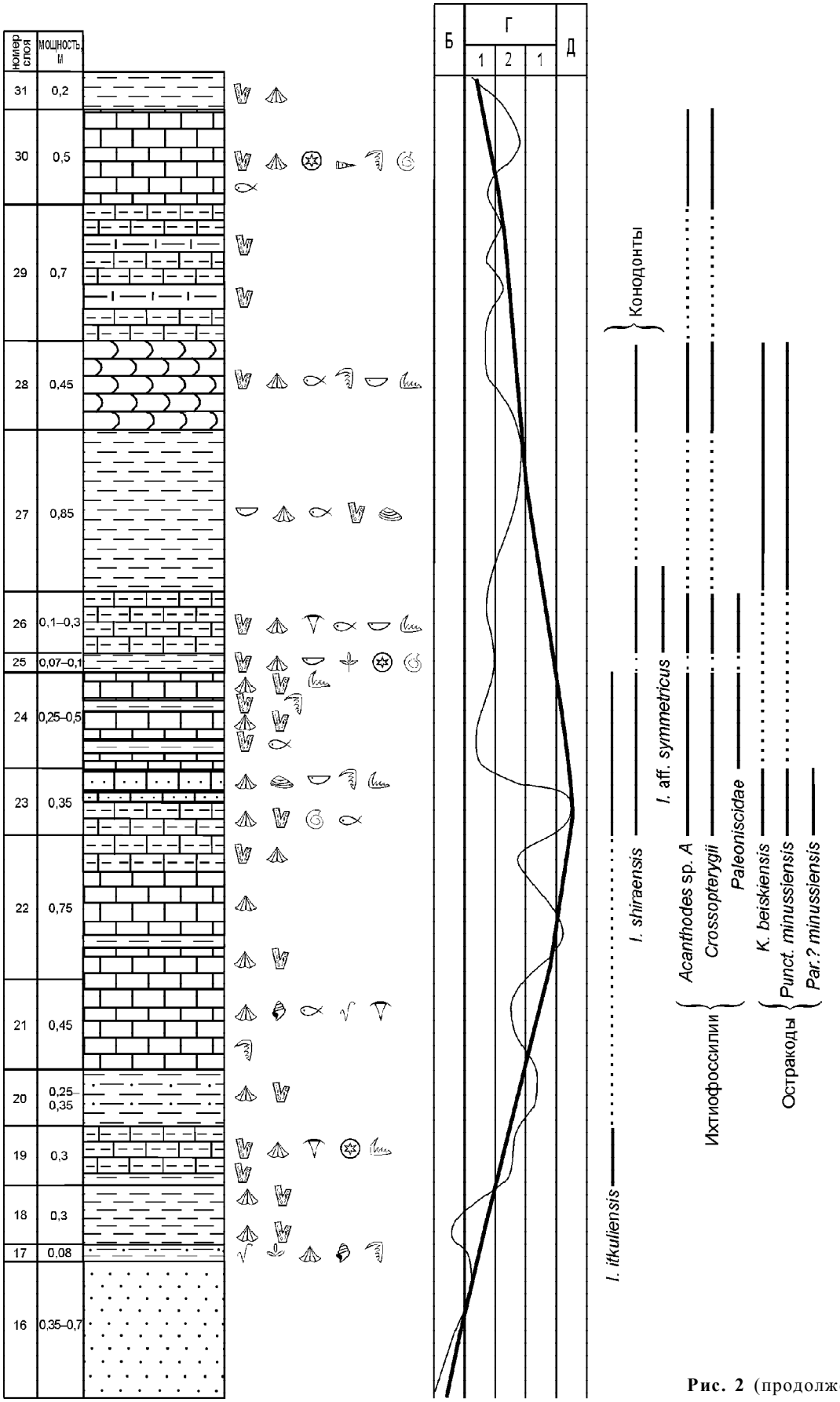



**Рис. 2** (продолжение).

Большинство мшанок в карьере на водораздеде озер Шира и Иткуль имеют хорошую сохранность структур поверхности колоний, указывающую на отсутствие окатывания. Повреждения отдельных участков, в некоторых случаях залеченные при жизни, вызваны деятельностью сверлящих организмов. Пионерные поселения мшанок располагались на глинистом дне и существовали в виде единичных простых, тонких и средних, неветвящихся колоний (рода *Neotrematopora* и *Minussina*). Если скорость поступления глинистого осадка на дно бассейна невелика, то пионерное поселение мшанок развивается по двум сценариям. Первый – идет преобразование в относительно развитое мшанковое палеосообщество в виде достаточно многочисленных отдельных средних и толстых ветвящихся колоний. При благоприятных условиях это сообщество в дальнейшем может преобразоваться в палеосообщество мшанковой "заросли" (пласта) – биострома ("каркасостроящая" роль [37]). Главную компоненту в таких сообществах составляют виды рода *Minussina*. Значительно реже палеосообщество мшанковой "заросли" образуется из представителей рода *Neotrematopora*. Второй сценарий – развивается палеосообщество, образующее мшанковые "маты-ковры". Такие "маты-ковры" покрывают илистое, относительно мягкое дно бассейна [37] прочной сетью переплетающихся тонких ветвей мшанок (представители рода *Neotrematopora)*, препятствующих сильному взмучиванию воды и создающих прочный субстрат для поселения (прикрепления) сессильных бентосных организмов. Подобное поселение стелющихся корковых мшанок непосредственно на донном осадке и закрепление его на месте характерно и для современных их представителей [25]. На "мато-ковровой" мшанковой ассоциации палеосообщества может развиться брахиоподовая его ассоциация. При этом часто наблюдаются не отдельные раковины, а их прижизненные гнездовидные скопления. Ранее [12, 13] для видов брахиопод рода *Euryspirifer* были проведены специальные тафономические исследования, показавшие, что прижизненные формы этого рода обитали на мягком грунте. Они имели раковины с равновыпуклыми створками, длинной узкой ареей и удлиненными остроконечиями (оттянутыми концами ушек). Маленькая ножка не могла удерживать достаточно крупную раковину в вертикальном положении макушкой вниз, и дна касались арея и остроконечия. Опора этих элементов на сеть "мато-ковровой" мшанковой компоненты позволяла представителям рода *Euryspirifer* селиться на мягком, терригенно-илистом грунте и затем развиваться до крупных размеров.

На брахиоподовых ассоциациях палеосообщества по материалам приведенного разреза бейской свиты можно проследить следующую палеосукцессию. Единичные брахиоподы образуют палеосообщество, поселяющееся, как правило, на карбонатных илах (или песках). Это, чаще всего, представители родов с мелкими раковинами – *Athyris, Rhynchospirina*. Затем это палеосообщество сменяется палеосообществом гнездовидно группирующихся раковин. Это, главным образом, представители видов со средними и крупными раковинами из родов *Euryspirifer* и *Spinocyrtia.* Гнездовидное групповое скопление целых раковин в прижизненном положении формируется при спокойных гидродинамических условиях и относительно медленном осадконакоплении [11, 53]. При благоприятных условиях продолжающегося карбонатного накопления, на подводном поднятии в условиях крайнего мелководья на следующей ступени сукцессии может возникнуть либо палеосообщество брахиоподово-ракушняковой банки, либо водорослево-брахиоподовое биогермное палеосообщество. Здесь встречаются преимущественно представители вида с крупной раковиной – *Euryspirifer alatus* (St.). Надо отметить, что в разрезе бейской свиты в карьере встречены только грубо ребристые формы этого вида с остроконечиями, что [8] свидетельствует о развитии таких представителей вида *Euryspirifer alatus* (St.) в мелководном море с активной гидродинамикой и неустойчивым режимом. Брахиоподовая (гнездовидно группирующихся раковин) компонента палеосообщества, сформировавшаяся на "мато-ковровой" мшанковой компоненте палеосообщества, не развивается в палеосообщество брахиоподово-ракушняковой банки. Это, вероятно, объясняется малыми объемами поступления питательных веществ и достаточно ощутимым периодическим взмучиванием среды за счет воздействия течений на глинистый материал терригенной основы палеодна.

Можно предположить, что питательная среда в приповерхностной части карбонатных илов богаче, чем у терригенных, так как в первых широко развита биологическая цепочка – продуценты (водоросли и бактерии) и первичные консументы (микроорганизмы). Возможно, именно по этой причине палеосообщество брахиоподово-ракушняковой банки развивается только на субстрате карбонатного ила. Кроме того, вероятно, карбонатные илы являются более плотным субстратом, чем терригенные, и поэтому при воздействии течений и волн значительно меньше взмучиваются. На них без предварительного укрепления дна другими организмами (например, мшанковыми "матами-коврами") могут развиваться пионерные поселения одиночных, преимущественно мелких раковин брахиопод – представителей родов *Athyris, Rhynchospirina*. После гибели разрозненные раковины и их обломки еще более укрепляют карбонатный ил. Затем на таком субстрате могут рассе-

ляться уже гнездовидно группирующиеся брахиоподы с раковинами средних и крупных размеров – *Euryspirifer alatus* (St.) и представители рода *Spinocyrtia*. Палеосообщество брахиоподово-ракушняковой банки формируется или на небольших поднятиях, или само в результате своего развития образует подводный холм. В разрезе на водоразделе озер Шира и Иткуль такие банки сложены прижизненными скоплениями целых раковин брахиопод.

Скелеты рыб в разрезах бейской свиты Северо-Минусинской котловины достаточно редки. Чаще ихтиофоссилии встречаются в многочисленных местонахождениях в вышележащих отложениях верхнего девона, в ойдановской, кохайской и тубинской свитах [18, 26, 34], где они представлены значительным числом таксонов – *Bothriolepis sibirica* Ob., *B. extensa* Ser., *B.* cf. *cellulosa* Pander, *Megistolepis klemenzi* Ob., *Onychodus remotus* (Ob.), *Ctenacanthus* sp., *Thaumatolepis edelsteini* Ob., *Dipterus martianovi* Ob., *Dipterus* sp., *Osteolepis* sp., *Grossilepis* aff. *tuberculata* (Gr.), Osteolepididae, Palaeoniscidae. Известны данные о наличии фрагментов ихтиофауны в Минусе и в более древних, чем бейская свита, отложениях – из сарагашской свиты нижнеживетского подъяруса среднего девона Северо-Минусинской впадины, где установлены Osteolepididae, Palaeoniscidae, *Dipterus* sp.; из илеморовской свиты аналогичного возраста в Южно-Минусинской и в Сыдо-Ербинской впадинах, в которой найдены *Bothriolepsis extensa* Ser., *Thaumatolepis edelsteini* Ob., *Dipterus* sp., *Osteolepis* sp.; из таштыпской свиты эмского возраста в Южно-Минусинской впадине, где описаны артродиры *Tityosteus orientalis* M.-Kur.; а также из имекской свиты нижнего девона в Южно-Минусинской впадине, где определены цефалоспиды *Cephalaspis (?) taschtypensis* Ser., акантоды,палеонисциды *Taschtypella krasnovi* Ser. [20, 34, 42].

При полевом изучении рассмотренного выше разреза бейской свиты в карьере ихтиофоссилии были найдены в 8-ой, 9-ой, 11-ой, 21-ой, 23-ей, 24-ой, 26-ой и 27-ой пачках. В лабораторных исследованиях чешуи акантод и лучеперых рыб, зубы кистеперых рыб и обломки зубов и тессер гроссоптеригий встречены в 23-ей, 24-ой, 26-ой, 28-ой и 30-ой пачках (рис. 2, 3). В целом, в этом разрезе фрагменты рыб встречаются в виде единичных разрозненных чешуй в терригенных породах (аргиллиты), а также в виде чешуй и отпечатка фрагмента части скелета в карбонатных породах (обломочные известняки). Последняя находка свидетельствует о быстром захоронении при значительной скорости осадконакопления, низкой биологической переработке придонной органики, а также об относительно спокойной гидродинамике (слабое воздействие волн и течений).

Среди остатков ихтиофоссилий удалось определить чешуи акантод *Acanthodes (?) dublinensis* Stauf. [5, 54], единичные чешуи лучеперых рыб (палеонисков) Palaeoniscidae, отдельные зубы кистеперых рыб *Onichodus* sp. и обломки зубов и тессер Grossopterugii gen. indet. Особо следует рассмотреть находку чешуй акантод. В США и Канаде в нижней части среднего девона был установлен вид *Acanthodes ? dublinensis* Stauf. [56]. Позднее из тех же среднедевонских отложений в дополнение к отмеченному виду были описаны два новых вида рода *Acanthodes* Agassiz – *A. hardyi* Wel. и *A. sciotoensis* Wel. [60]. Затем изучавший эти чешуи акантод В.Гросс [54] показал, что чешуи всех трех отмеченных видов рассматриваемого рода имеют однообразное гистологическое строение, а наблюдающиеся морфологические различия не могут служить критерием для разделения на видовые таксоны. Этот исследователь все нескульптированные чешуи среднедевонских акантод отнес к одному виду *Acanthodes ? dublinensis* Stauf. На материалах по чешуям акантод с гладкой, нескульптированной кроной из среднедевонских отложений Главного девонского поля Восточно-Европейской платформы Ю. Валюкявичус [5] в составе рода *Acanthodes* Ag. выделил четыре морфологические разновидности, имеющие определенную стратиграфическую приуроченность. Чешуи из бейской свиты Северно-Минусинской впадины относятся к типу *Acanthodes?* sp. A Val. Эта разновидность чешуй акантод распространена в Прибалтике (эйфель и живет), в центральных районах Восточно-Европейской платформы (живет) и в Тимано-Печорском регионе (фран) [59].

Конодонты в карьере на водоразделе озер Иткуль – Шира найдены в 19-ой, 23-ей, 24-ой, 26-ой и 28-ой пачках. Они представлены только платформенными I-элементами рода *Icriodus* Br. et Mehl коричневато-желтого цвета, имеющими хорошую и удовлетворительную сохранность. Комплекс состоит из трех видов рода *Icriodus* Br. et Mehl, два из которых описаны как новые – *Icriodus itkuliensis* Izokh et T. Klets sp. n., *Icriodus shiraensis* Izokh et T. Klets sp. n. (рис. 2, 4). Один таксон определен в открытой номенклатуре – *Icriodus* aff. *I. symmetricus* Br. et Mehl. Вид *Icriodus symmetricus* известен из франских отложений [62] многих регионов. На Русской платформе, по данным [2], этот таксон появляется стратиграфически ниже – в ардатовских слоях старооскольского горизонта живетского яруса, в конодонтовой зоне varcus. В Кузбассе, где в среднем – верхнем девоне установлен достаточно богатый комплекс конодонтов, включающий таксоны родов *Polygnathus* Hin., *Icriodus* Br. et Mehl и других, среди представителей рода *Icriodus* в алчедатском горизонте, коррелируемом с бейским горизонтом Минусинской котлови-

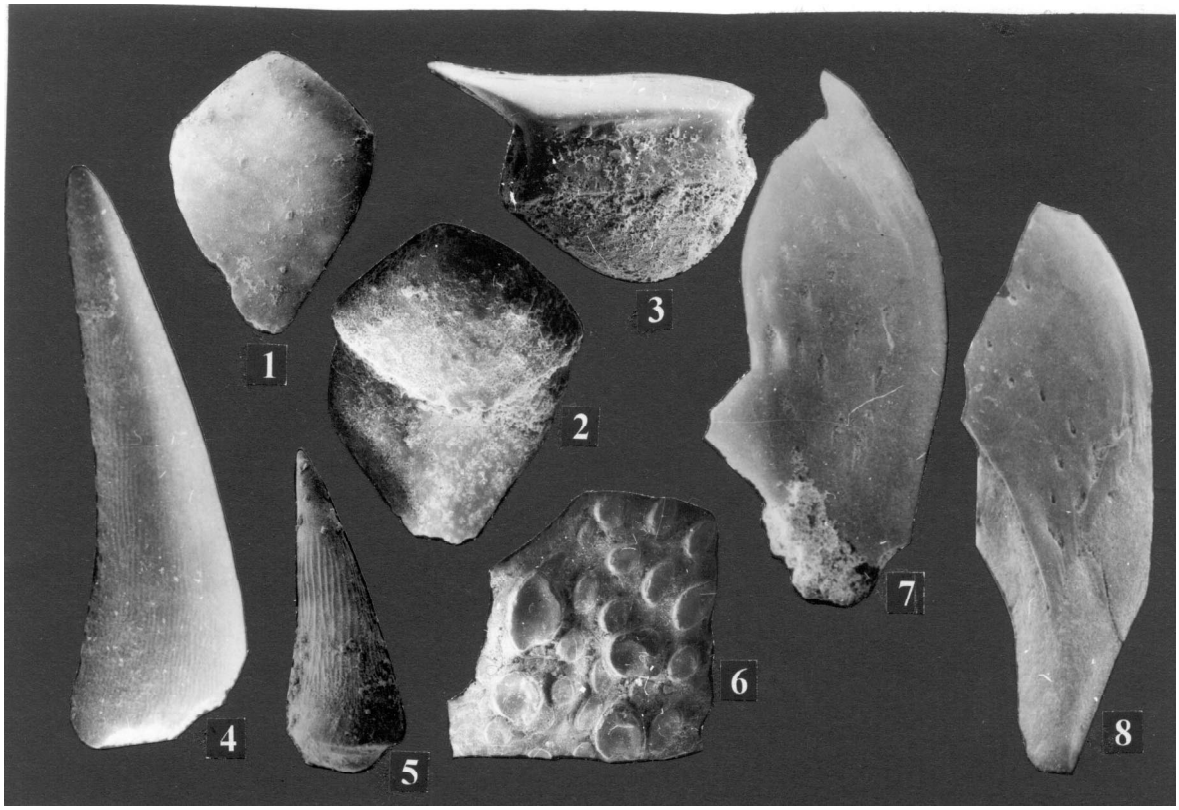



**Рис. 3.** Акантоды, палеониски и гроссоптерургии алатовых («чиелевых») слоев (бейская свита, Северо-Минусинская впадина, разрез С-945).

[Индекс расшифровывается следующим образом: С – Сенников Н.В., 94 – 1994 год, 5– номер разреза, 26 – номер пачки.]

Фиг.1-3. *Acanthodes sp.* A Valiuc.

Чешуи, вид со стороны кроны: 1 – № 1077-3/1, х 60, обр. С-945-26; вид сбоку: 2 – № 1077-3/2, х 60, обр. С-945-23; вид со стороны основания: 3 – № 1077-3/3, х 90, обр. С-945-26; средний девон, живетский ярус.

Фиг. 4-6. Crossopterygii gen. et sp. indet

Зубы: 4 – № 1077-3/4, х 30, обр. С-945-26; 5 – № 1077-3/5, х 40, обр. С-945-24; фрагмент тессеры: 10 – № 1077-3/10, х 35, обр. С-945-24; возраст тот же.

Фиг. 7-8. Palaeoniscidae.

Чешуи: 7 – № 1077-3/7, х 26, обр. С-945-26; 8 – № 1077-3/8, х 22, обр. С-945-24; возраст тот же.

ны, определены *I. brevis* Stauf., *I. difficilis* Zieg. et Kl., *I. expansus* Br. et Mehl [1].

Остракоды при полевом изучении разреза бейской свиты встречены в 23-ей (немногочисленные), в 25-ой (редкие) и в 27-ой (обильные) пачках в виде целых раковин и отдельных створок. Кроме того, при химической обработке пород остракоды были встречены в пробах из 23-ей (редкие), 26-ой (единичные), 27-ой (обильные) и 28-ой (редкие) пачек. Среди них определены *Knoxiella beiskiensis* Pol., *Punctoprimitia minussiensis* Til., *Paraschmidtella? minussiensis* Pol. (см. рис. 2). Остракоды обычно создают пионерные поселения на глинистом грунте в виде отдельных раковин. Реже такие поселения могут появляться на поверности карбонатного ила. На глинистом грунте, даже при значительных скоростях поступления осадка, пионерное поселение остракод может развиться в устойчивое палеосообщество (массовые, равномерно распределенные по поверхности дна раковины). Обычно это целые раковины, но могут быть и отдельные створки. При этом наблюдается достаточно высокая частота встречаемости при низком таксономическом разнообразии. Другие группы ископаемых организмов там отсутствуют. По [11, 53], этот тип палеосообществ характерен для палеобассейнов с очень низкой гидродинамикой (практическое отсутствие волнового воздействия и течений). По классификации экологических типов остракод [16], это палеосообщество следует относить ко второму типу, обитавшему в удаленных от берега участках, в углубленных частях шельфа и характеризующемуся рассеянными по породе (главным образом, гли-

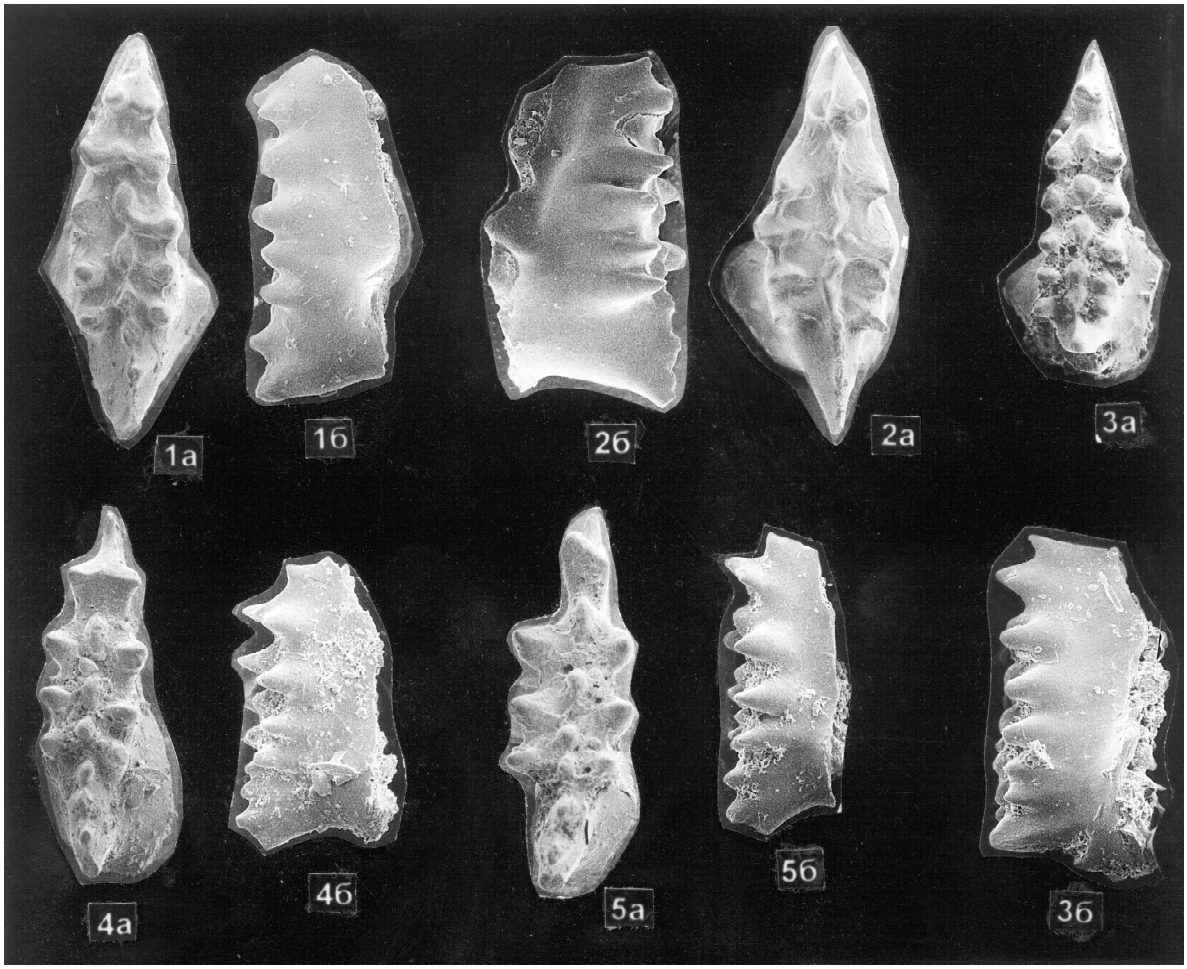



**Рис. 4.** Конодонты алатовых («чиелевых») слоев (бейская свита, Северо-Минусинская впадина, разрез С-945).

Фиг. 1-2 . *Icriodus itkuliensis* Izokh et T.Klets, sp.n.

1 –экз. № 1077/1-1, а – вид сверху (х 75), б – вид сбоку (× 70); обр. С-945-24; 2 – голотип, экз. № 1077/1-2, а – вид сверху (× 75), б – вид сбоку (× 70), обр. С-945-24; средний девон, живетский ярус.

Фиг. 3. *Icriodus* aff. *I. symmetricus* Branson et Mehl.

3 – экз. № 1077/1-3, а – вид сверху (× 63), б – вид сбоку (× 70), обр. С945-26; возраст тот же; Хакассия, бейский горизонт, пачка 26 (3 экз.).

Замечание. Приведенный экземпляр по общему очертанию наиболее близок к виду *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl [62 (Pl. Icriodus-3, fig. 8)]. Зубчики среднего и боковых рядов на шпинделе хорошо развиты. Боковые их ряды расположены параллельно относительно друг друга. Базальная полость – округлого очертания, расположена в задней трети элемента, с четкой шпорой на внутренней ее стороне. Но по другим признакам наблюдаются некоторые отличия. У изображенного экземпляра ось платформы – прямая, зубчики среднего ряда чередуются (альтернируют) с боковыми. От вида *Icriodus alternatus* Br. et Mehl изученная форма отличается хорошо развитыми зубчиками среднего ряда.

Фиг. 4-5. *Icriodus shiraensis* Izokh et T.Klets, sp.n.

4 – экз. № 1077/1-4, а – вид сверху (× 87), б – вид сбоку (× 70), обр. С945-26; 5 – голотип, экз. № 1077/1-6. а – вид сверху (× 87), б – вид сбоку (× 70), обр. С945-23; возраст тот же.

нистым) раковинами, с повышенными концентрациями створок на отдельных плоскостях.

Еще одна интересная экологическая особенность остракодовых палеосообществ, наблюдаемая на материалах рассматриваемого разреза бейской свиты, заключается в том, что многочисленные по количеству экземпляров сообщества, представленные моновидовой (реже 2-3 вида) ассоциацией остракод, формируются на финальной стадии цикла седиментации, т.е. вмещающими являются, как правило, алевролиты, аргиллиты или глинистые сланцы.

Во всем разрезе бейской свиты содержатся фрагменты червей, представленные кальцитовыми трубочками – *Spirorbis* sp. (8-ая, 23-тья, 25-ая и 30-ая

пачки) и разрозненными элементами челюстных аппаратов полихет – сколекодонтами (17-ая пачка). Кроме того, наблюдаются ходы червей (8-ая пачка). При растворении пород сколекодонты были дополнительно извлечены из пород 21-ой, 23-ей, 24-ой, 28-ой и 30-ой пачек.

Для разрезов бейской свиты района оз. Шира в Северо-Минусинской впадине, в отличие от разрезов Южно-Минусинской впадины, вслед за [13], следует отметить следующие специфические особенности в распространении фаунистических остатков: а) брахиоподы, встречаясь в большом количестве экземпляров, представлены немногочисленными видами; б) состав мшанок значительно обеднен; в) кораллы отсутствуют; г) в начале ингресии были широко распространены водоросли и черви-трубкожилы – спирорбисы. Все это объясняется тем, что разрезы бейской свиты района оз. Шира находились не в центре крупного морского залива, осевая, наиболее глубокая, с нормально морскими условиями часть которого, по-видимому, располагалась в Южно-Минусинской впадине (разрезы на реках Бее и Тее), а ближе к его окраине, соседствующей с сушей. Такое положение в палеобассейне не только отразилось на палеосообществах, а явилось причиной пестрого, пятнистого распределения палеофаций, быстрой и резкой изменчивости мощностей бейской свиты.

При палеогеографических реконструкциях Алтае-Салаирского шельфового девонского бассейна на окраине Сибирского континента, на отдельных стратиграфических рубежах ранее выделялся фациальный пояс карбонатных платформ, являющихся древними аналогами барьерных рифов, для которого характерно накопление преимущественно рифовых и биогермных комплексов с обилием кораллов [10, 22, 61]. Для лохковского, пражского и эмского веков площади, занимаемые фациальным поясом карбонатных платформ, имеют большие размеры и протягиваются от северо-западной части Горного Алтая по Северному Алтаю, далее через весь Салаир [10, 22]. Проявление фациальных обстановок карбонатной платформы на позднеживетском уровне ограничено территорией Кузбасса (мазаловско-китатская свита алчедатского горизонта) [61]. Водорослево-биогермные породы бейской свиты могут рассматриваться как специфический фациальный аналог обстановок карбонатной платформы. Структура биогермов и биостромов в бейской свите создается не симбиотическим палеосообществом кораллов, водорослей и брахиопод, как на карбонатной платформе, а палеосообществом мшанок, водорослей и брахиопод. Тип карбонатных комплексов бейской свиты Северо-Минусинской впадины может быть интерпретирован как “прибрежные” (или “отмельно-баровые”) рифы.

Ниже приведено описание новых видов конодонтов из бейского горизонта.

### *Icriodus itkuliensis* Izokh et T.Klets, sp.nov.

**Рис. 4, фиг. 1–2**

Название вида от Itkul’ – озеро Иткуль в Хакасии.

Голотип. Экз. 1077/1-1, ЦСГМ, г. Новосибирск; Хакасия, водораздел озер Шира и Иткуль, карьер, образец С-945-24; средний девон, живетский ярус, бейский горизонт.

Диагноз. Платформа I–элемента веретенообразного очертания. Боковые зубчики вытянуты в поперечном направлении, зубчики среднего ряда – в продольном, чередуются с боковыми и соединены тонкими перемычками до образования гребня. Зубчики задней части среднего ряда слабо выражены, высокие. С внутренней стороны базальной полости развита широкая шпора, направленная вбок и вперед.

Сравнение. Некоторое сходство в строении платформы вида намечается с экземпляром, отнесенным к виду *Icriodus expansus* Br. et Mehl [58 (Pl.5, fig. 26)] из среднедевонских отложений формации Starbird, зона norrisi – Канада, юго-восток Штата Британская Колумбия, гора Forster. По ряду признаков эти виды различаются. У вида *Icriodus itkuliensis* зубчики среднего ряда продольно вытянуты, соединены перемычками до образования гребня.

Сходное строение платформы наблюдается у верхнедевонского вида *Icriodus iowaensis* Youn. et Pet. [62 (Pl. Icriodus-1, fig. 5)], но новый вид отличается от него альтернативным расположением зубчиков среднего и боковых рядов.

Местонахождение. Хакасия, бейский горизонт, пачки 19 (2 экз.), 23 (9 экз.), 24 (2 экз.).

### *Icriodus shiraensis* Izokh et T.Klets, sp.nov.

**Рис. 4, фиг. 4–5**

Название вида от Shira – озеро Шира в Хакасии.

Голотип. Экз. 1077/1-5, ЦСГМ, г. Новосибирск; Хакасия, водораздел озер Шира и Иткуль, карьер, образец С-945-23; средний девон, живетский ярус, бейский горизонт.

Диагноз. Типичные I–элементы с параллельными рядами боковых бугорков на платформе. Ось элемента слегка изогнута в задней его трети. Боковые зубчики высокие, широко расставлены, направлены вверх и вбок. Зубчики среднего ряда – очень маленькие, низкие, редкие, чередуются с боковыми. Зубчики задней части среднего ряда также малень-

кие, но высокие, наклонены назад. Базальная полость каплевидного очертания с небольшой шпорой на внутренней ее стороне.

Сравнение. Новый вид обнаруживает сходство с видом *Icriodus vitabilis* Naz., описанным из франских отложений Русской платформы [29], но отличается от него по ряду признаков. Для описываемого вида характерна разная высота зубчиков, и на внутренней стороне базальной полости имеется небольшая шпора. От других близких видов *Icriodus brevis* Stauf. и *Icriodus cornutus* San. новый вид отличается параллельными рядами хорошо развитых боковых зубчиков.

Местонахождение. Хакасия, бейский горизонт, пачки 23 (3 экз.), 24 (1 экз.), 26 (3 экз.), 28 (5 экз.).

## ВЫВОДЫ

В Северо-Минусинской впадине фиксируются достаточно различающиеся типы разрезов бейской свиты. В отличие от Южно-Минусинской, в Северо-Минусинской впадине фациальные изменения пород в разрезах бейской свиты имеют более пестрый характер, наблюдаются на небольших расстояниях (первые сотни метров, редко до километра) и пока не могут быть территориально “привязаны” к конкретным районам и ограничены определенными контурами. Приведенный в настоящей статье конденсированный разрез бейской свиты авторы рекомендуют в качестве типового для верхней части (верхней половины?) свиты в Северо-Минусинской впадине.

Алатовое (“чиелевое”) сообщество может развиваться как на карбонатной платформе, в зоне барьерных рифов (мазаловско-китатская свита Кузбасса), так и в зоне “прибрежных” (или “отмельно-баровых”) рифов (бейская свита Северо-Минусинской впадины). Впервые выявлен состав микрофаунических ассоциаций алатового палеосообщества Северо-Минусинской впадины (конодонты, остракоды, акантоды, палеониски и гроссоптеригии) и дана “конодонтовая характеристика” широко известной позднеживетской алатовой (“чиелевой”) фауны девона в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Авторы благодарят руководство Геолого-геофизического факультета Новосибирского университета и Института геологии нефти и газа СО РАН за содействие в проведении полевых исследований, а также В.В.Благовидова за плодотворные дискуссии. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ) (проект № 99-05-64446) и Программы фундаментальных исследований “Университеты России” (проект 9-2793).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенова Л.М., Родыгин С.А., Халымбаджа В.Г. Конодонтовая характеристика пограничных средне-верхнедевонских отложений северной окраины Кузбасса // Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1994. Вып. 2. С. 320–337.
2. Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 120 с.
3. Благовидов В.В. О строении и условиях образования позднеживетской карбонатной формации Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин // Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986. С. 98–104.
4. Благовидов В.В. Латеральная неоднородность структуры позднеживетской карбонатной формации Чебаково-Балахтинской впадины // Проблемы образования осадочных формаций. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 79–89.
5. Валюкявичюс Ю.Ю. Акантоды наровского горизонта Главного девонского поля. Вильнюс: Мокслас, 1985. 144 с.
6. Волкова К.Н. Трематопориды (мшанки) Минусинской котловины // Биостратиграфия девона и карбона Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 55–58.
7. Грацианова Р.Т. О фациальных комплексах брахиопод живетских и франских отложений Саяно-Алтайской области // Тр. Горно-геол. Ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1953. Вып. 13. С. 119–128.
8. Грацианова Р.Т., Талент Дж., Язиков А. Ю. К систематике и номенклатуре некоторых спириферид, важных для стратиграфии девона // Систематика и филогения ископаемых беспозвоночных. М.: Наука, 1987. С. 102–115.
9. Елкин Е.А., Изох Н.Г. Зональные виды конодонтов в типовых выходах теленгитского надгоризонта (девон Салаира) // Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, 1988. С. 3–17.
10. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 118–143.
11. Захаров В.А. Палеоэкология и тафономия морских беспозвоночных. Новосибирск: Изд-во Новосиб. гос. ун-та, 1984. 78 с.
12. Иванова Е.А. Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 50 с.
13. Иванова Е.А., Бельская Т.Н., Чудинова И.И. Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. М.: Наука, 1964. 224 с.
14. Ивановский А.Б. О *Pseudocampophyllum* – новом роде кораллов Rugosa из бейской свиты Южно-Минусинской впадины // Материалы по геологии и нефтеносности Западной Сибири (мезо-кайнозойские и палеозойские отложения). Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 341–346. (Тр. ВНИГРИ. Новая сер. Вып. 124.).

15. Изох Н.Г. Икриодусы теленгитского надгоризонта Салаира (конодонты, девон, эмс) // Новое в палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1990. С. 107–111.
16. Каныгин А.В. Экологические типы ордовикских остракод. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 87–100.
17. Киркинская В.Н., Осипова Н.А. Девонская система // Геологическое строение Минусинских впадин и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 36–76. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 120).
18. Корреляционные стратиграфические схемы // Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1964. 162 с. 9 прил. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 29, приложение).
19. Краснов В.И. О фациальных изменениях бейских осадков в Южно-Минусинской котловине // Материалы по палеонтологиии и стратиграфиии Западной Сибири. 1961. С. 141–147. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 15).
20. Краснов В.И., Курик Э.Ю. Первая находка ископаемой рыбы в известняках таштыпской свиты Южно-Минусинской впадины // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 47–52.
21. Краснов В.И., Назимков Г.Д. Девонская система // Нефтегазоносность Южно-Минусинской впадины. Новосибирск: Наука, 1966. С. 27–63.
22. Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С. Рифовые системы палеозоя Сибири // Теория и опыт экостратиграфии. Таллин: Валгус, 1986. С. 237–244.
23. Краснов В.И., Ратанов Л.С. Стратиграфия девонских образований центральной части Южно-Минусинской впадины // Местные региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1992. С. 47–58.
24. Лазуткин П.С., Наливкин Д.В., Ржонсницкая М.А., Яворский В.И. Девон Салаира // Проблемы советской геологии. 1936. № 8. С. 724–.
25. Максимова С.В. Сравнительная характеристика некоторых биотопов современных и ископаемых морей. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 62–72.
26. Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1964. 161 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 29.).
27. Международный кодекс зоологической номенклатуры. Изд. третье. Принят XX Генеральной ассамблеей Международного союза биологических наук. Л.: Наука, 1988. 204 с.
28. Морозова И.П. Девонские мшанки Минусинской и Кузнецкой котловин. М: Изд-во АН СССР, 1961. С. 13–206.
29. Назарова В.М. Новые виды конодонтов рода *Icriodus* из эйфеля и франа Русской платформы // Палеонтол. журн. 1997. № 6. С. 71–74.
30. Пикорский П.П. Основные вопросы металлогении среднедевонских отложений Минусинского межгорного прогиба // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1968. С. 112–122.
31. Полевой атлас фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. М: Госгеолтехиздат, 1955. 136 с.
32. Поленова Е.Н. Девонские остракоды Кузнецкого бассейна и Минусинской котловины.Л.: Гостоптехиздат, 1960. 139 с.
33. Ратанов Л.С. Детальная стратиграфия нижнего девона Центральной Тувы // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1990. С. 94–104.
34. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979. Ч. II. Средний и верхний палеозой. Рассмотрены и утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР 4 июня 1981 г. Новосибирск, 1982. 128 с.
35. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1959. LIII табл.
36. Ржонсницкая М.А. Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 232 с.
37. Рифогенные постройки в палеозое России. М.: Наука, 1997. 160 с.
38. Родыгин С.А. О находке конодонтов в бейской свите среднего девона Южно-Минусинской впадины // Материалы региональной научно-практической конференции “Молодые ученые и специалисты – народному хозяйству”: (Тез. докл.). Секция естественных наук. Томск, 1977. С. 63–64.
39. Родыгин С.А. Первая находка конодонтов в Хакасии // Стратиграфия и палеонтология Сибири и Урала. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978. С. 109–116.
40. Родыгин С.А. К вопросу о возрасте таштыпской свиты Южно-Минусинской впадины по конодонтам // Материалы по геологии Сибири.Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1983. С. 82–84.
41. Сенников Н.В., Грацианова Р.Т., Соболев Е.С., Клец Т.В. О генезисе и возрасте арамчакской свиты нижнего девона Северо-Минусинской впадины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 3. С. 15-24.
42. Сергеенко А.А. Новые представители раннедевонской ихтиофауны из отложений имекской свиты Южно-Минусинской впадины // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск. Изд-во СНИИГГиМС, 1972. С. 104-107.
43. Стратиграфический словарь СССР. М. Госгеолтехиздат, 1956. 1283 с.
44. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. 622 с.
45. Стратиграфия СССР. Девонская система / Наливкин Д.В., Ржонсницкая М.А., Марковский Б.П. (Ред.). М.: Недра, 1973. Кн. 1. 516 с. Кн. 2. 374 с.
46. Тилкина К.Ф. *Punctoprimitia minussiensis*. Новые виды и роды остракод. Микрофауна СССР. Сб. IX. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 248 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 115).

47. Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярус окраин Кузнецкого бассейна (Материалы V выездной сессии Комиссии МСК по девонской системе, Кузбасс, 16-29 июля 1991 г.). Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1992. 136 с. , LI табл.
48. Халфин Л.Л. Материалы по стратиграфии девонских отложений Алтая // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1935. № 20. С. 1–41.
49. Халфин Л.Л. Сибирский девон и группа *Spirifer cheehiel* Kon. // Известия Томского индустриального ин-та. 1936. Т. 55, вып 3. С. 405–434.
50. Халфин Л.Л. Среднедевонские брахиоподы с. Лебедянского, Анжеро-Судженского района // Изв. Томск. индустр. ин-та. 1937. Т. 57, вып 1. С. 85-148.
51. Хоу Хунфей. Брахиоподы девона Северо-Восточного Китая // Acta Palaeontol. Sinica. 1959. V. 7, № 2. P. 139–160. (Кит.)
52. Шейнманн Ю.М. Trepostomata из среднего девона Минусинского уезда Енисейской губерни // Изв. Геолкома. 1926. Т. 44, № 10. С. 917–937.
53. Янин Б.Т. Терминологический словарь по палеонтологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 134 с.
54. Gross W. Kleinschuppen, Flossenstacheln und Zdhne von Fisches aus europdischen und nordamerikanischen Bonebeds des Devons // Palaeontographica. 1973. Bd. 142, Abt. A. P. 51–155.
55. Koninck L. Notes sur deux especes de brachiopodes du terrain paleozoique de la China // Bull. Acad. Roy. Sci. Belg. 1846. V. 13, pt. 2. P. 410–415.
56. Stauffer C.R. Conodonts of the Olentangy shale. // J. Palaeont. 1938. N 12. P. 411–433.
57. Stuckenberg A. Materialen zur Kenntniss der Fauna der devonischen Ablagerungen Sibiriens // Mem. Acad. I. Sci. St.-Pet. Ser. VII, t. XXXIV, N 1. 1886. P. 1–19.
58. Uyeno T. T. Pre-Famennian Devonian conodont biostratigraphy of selected intervals in the eastern Canadian Cordillera, in Orchard / M. J. & McCracken, A. D. (eds.), Ordovician to Triassic conodont paleontology of the Canadian Cordillera. // Bulletin Geological Survey of Canada. Ottawa, 1991. V. 417. P. 129–161, 5 pls., 12 figs.
59. Valiukevicius J.J. Correlation of Lower and Middle Devonian Deposits of the USSR with Acanthodian Assemblages// Devonian of the World. Canadian Society of Petroleum Geologists. 1988. V. III. P. 601–607.
60. Wells J. Fish remains from the Middle Devonian bone beds of the Cincinnati Arch Regoin // Palaeontographica Americana. New York, 1944. V. 3. 62 p.
61. Yolkin E.A. Silurian-Devonian Trilobite Evolution and Depositional Cyclicity in the Altai-Salair Region, Western Siberia. Silurian Cycles. Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes // Bull. New York Museum. N 491. Univ. State New York. 1998. P. 215–226.
62. Ziegler W. (ed.) Catalogue of conodonts. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1975. V.2. E. 404 p., 25 pls., 26 figs.

*Поступила в редакцию 10 апреля 2000 г.* *Рекомендована к печати Л.И.Попеко*

***N.V. Sennikov, T.V. Klets, N.G. Izokh, R.T. Gratsianova, Ye.A. Yelkin, N.K. Bakharev, O.A. Rodina, O.P. Mezentseva***

## Facial and faunal peculiarities of Givetian alatian ("cheeheilian") beds in the northern part of the Central Asia fold belt

A necessity for synonymization of the earlier employed terms for the Late Givetian taxon of the brachiopods Spirifer cheehiel Kon., Spirifer cheehiel var. alata St., Euryspirifer cheehiel (Kon.), Acrospirifer pseudocheehiel Hou, Euryspirifer pseudocheehiel (Hou) to one name - Euryspirifer alatus (St.) is well-founded. It is suggested that the term "alatian fauna" ("alatian beds") be used for identification of the Late Givetian faunal assemblage instead of the word "cheeheilian fauna" ("cheeheilian beds"). The lithological peculiarities of rocks and faunal characteristics of the mid-Devonian Beisk suite in the North Minusinsk depression are considered. The suite id treated as a typal object of alatian ("cheeheilian") fauna distribution in the Central Asia fold belt. A layer-by-layer description of the condensed section in the upper part of this suite in the south of the North Minusinsk depression is given, and facial settings of its formation are defined. A successive change of paleocommunities of bryozoans, brachiopods, ostracods, conodonts and fishes from alatian beds are analyzed. A portraiture of the identified forms of conodonts and ichthyofossils is presented. A description of three conodont taxons is offered, including those of the two new ones.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 116-126*

УДК [564.1:551.763] (571.62+571.66)

# ПРЕДСТАВИТЕЛИ ГРУППЫ *INOCERAMUS ANGLICUS* НА СИХОТЭ-АЛИНЕ И В ПЕНЖИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

***Т.Д. Зонова[1,2], Е.А. Языкова[2,3]***

[1]*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г Санкт-Петербург*

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

[3]*Silesian University, Sosnowiec, Poland*

Дано общее представление о распространении, составе и возрасте группы *Inoceramus anglicus*. Предложено подразделение тихоокеанских представителей группы на три условных подгруппы по морфопризнакам. Проведен детальный анализ тихоокеанских видов третьей подгруппы, объединяющей «крылатые» формы, одна часть которых сосредоточена в Пенжинской депрессии, другая – в Нижнем Приамурье. Подробно рассмотрена документация по составу и местонахождению видов, распространенных в районе оз.Удыль и р. Большая Силасу.

***Ключевые слова:*** **иноцерамы, меловая система, Восток России.**

Представители группы *Inoceramus anglicus* имеют широчайшее распространение на планете, от Канадского и Арктического архипелагов на севере до Антарктики на юге, от западных и внутренних районов США на западе до Японии и Новой Зеландии на востоке. Они известны и на Востоке России (Сихотэ-Алинь, Приморье, Нижнее Приамурье,Корякское нагорье, Пенжинская депрессия, северо-западная Камчатка). Из сказанного очевидна их огромная роль в качестве планетарного стратиграфического маркера альбского яруса.

В работе рассматриваются представители группы, существовавшие на обширных площадях Востока России, преимущественно в Пенжинской депрессии и Нижнем Приамурье.

Предварительное представление о примерных местах находок *Inoceramus anglicus* на тихоокеанских окраинах России, их приуроченность к толщам, свитам и горизонтам, а отчасти и к возрастным фаунистическим сообществам можно получить из стратиграфических схем, принятых на межведомственных стратиграфических совещаниях [10, 11].

Состав группы *anglicus* многочислен и достаточно разнообразен. По-видимому, предковой для нее является популяция *Inoceramus neocomiensis,* и, возможно, сменяется она популяцией *Inoceramus crippsi*. Собственно англикусовую группу в тихоокеанской области составляют: *Inoceramus anglicus* Woods, *I. comancheanus* Cragen, *I. cadottensis* McLearn, *I. altifluminis* McLearn и тихоокеанские виды и подвиды, выделенные М.А. Пергаментом [7]: *Inoceramus pseudopropinquus* Pergament, *I. serotinus* Perg., *I. kedroviensis* Perg., *I. anglicus conjugulus* Perg., *I.anglicus elongatus* Perg., а также «крылатые» виды: *Inoceramus bellvuensis* Reeside, *I. udylensis* Zonova и *Inoceramus omutnensis* (Zon.), которые, в частности, представляют конкретный объект исследования данной работы. О них специально речь пойдёт ниже.

В настоящее время в Европе виды англикусовой группы объединяют в род *Gnesioceramus* Heinz [9]. Однако на Востоке России он ещё не нашёл достаточного признания, поэтому В.П.Похиалайнен предложил англикусоидных тихоокеанских иноцерамид именовать родом *Woodsia* [8] в память учёного Вудса, выделившего вид *Inoceramus anglicus*. Нам кажется, что для особого родового статуса этой группы видов лучше подойдёт название *Anglicuseceramus*, так как в нём сохранится название типичного вида, к которому привыкли, а следовательно, и память о выделившем его исследователе Вудсе. Однако вопрос о родовом статусе группы остается открытым и рассмотрение конкретного материала будет проведено на видовом уровне, так как это более удобно для изложения фактов, на которые мы хотим обратить внимание.

Вид *Inoceramus anglicus* был обнаружен Н.А. Вудсом [14] в красных глинах Хэнстона (Англия) – породах, относимых к среднему и верхнему альбу.

На Северо-Востоке России (Пенжинская депрессия, северо-западная Камчатка) встречено достаточно большое количество экземпляров, по своим

морфологическим признакам отвечающих типичному виду. Они описаны и изображены в работах [2, 7].

В литературе (главным образом, в сводных геологических очерках, отчётах и схемах) имеются упоминания и ссылки на находки *Inoceramus anglicus* Woods на юго-востоке России (Приморье, Сихотэ-Алинь), однако они не описаны и не изображены, а в связи с большим разнообразием группы не всегда ясно, что имеется в виду. Можно лишь указать работу Г.Я. Крымгольца [5], где он описал и изобразил остатки органики, собранной Л.И.Красным в Вассинской протоке, в 1,5 км к востоку от дер. Вассы. Среди них было несколько мелких иноцерамид, определённых им как *Inoceramus interruptus* Schmidt. Экземляры примерно такого облика и сохранности (табл.1, фиг.5; табл. 4, фиг. 5–7) чаще всего встречаются на Сихотэ-Алине и по общим морфопризнакам определяются как *Inoceramus anglicus* Woods. Иногда их находят вместе с альбскими ауцеллинами, что подтверждает возрастную приуроченность этих иноцерамид. Вероятно, они могут быть включены в группу *anglicus,* однако к типичному виду их отнести трудно, скорее это представители родственных видов.

Всё разнообразие встреченных на тихоокеанских окраинах России представителей группы грубо по морфопризнакам может быть подразделено на три подгруппы.

1. Экземпляры, отвечающие типичному виду и обладающие достаточно чёткой и закономерной концентрической скульптурой (*Inoceramus anglicus* Woods, табл.3, фиг.1).

2. Экземпляры, обладающие скорее неправильной, чем закономерной, более тонкой концентрической скульптурой, участками почти лишённые её (*Inoceramus cadottensis* McLearn, табл.4, фиг.14).

3. Экземпляры («крылатые»), достигающие крупных размеров. Среди них различают два типа: тип «а», характеризующийся правильной, чёткой, закономерно расположенной структурой, и тип «б» с резкой грубой, мятой и морщинистой концентрической скульптурой. Оба типа обладают хорошо развитым крылом больших размеров, иные (тип «б») и передним ухом, как правило, лишёнными скульптурного узора (*Inoceramus omutnensis* (Zonova), табл. 2, фиг. 1; табл. 3, фиг. 2, 3, *Inoceramus udylensis* Zonova, табл. 1, фиг. 1, 2).

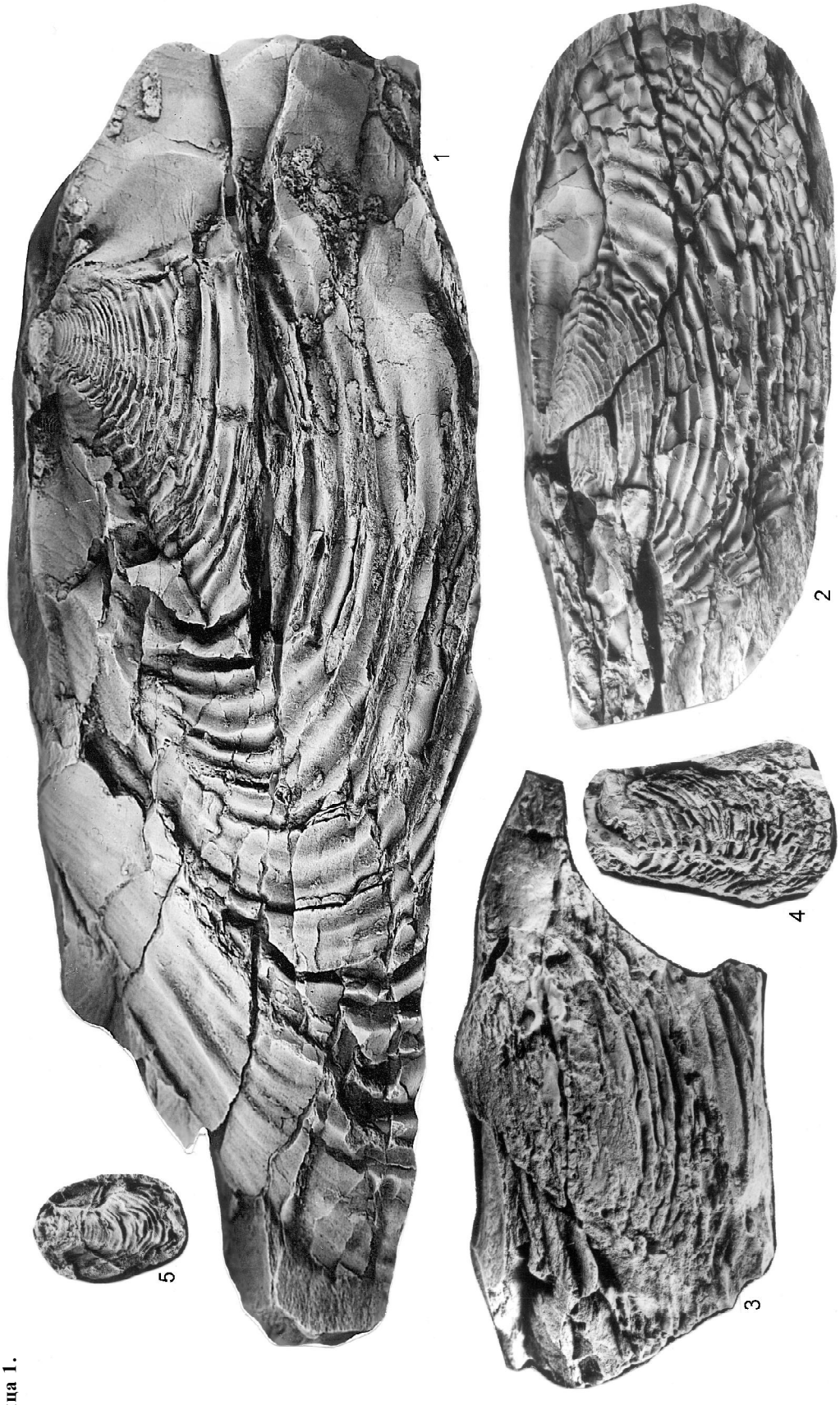
Морфоанализ и замечания по поводу видовой и родовой принадлежности представителей первых двух подгрупп достаточно подробно сделаны В.П. Похиалайненом [8, 9]. Вполне возможно, что вторая подгруппа второго класса после специального изучения более полного материала, чем тот, которым располагаем мы, может быть вообще выделена из состава группы *anglicus*. Здесь интересно отметить, что всегда представители второй подгруппы сосуществуют с таковыми первой и третьей, занимая ту же пространственную нишу. Это наблюдалось нами в Пенжинской депрессии. На это указывал и В.Н. Верещагин, работая над определением иноцерамид, доставленным ему с оз.Удыль, р. Большая Силасу и из верховьев р. Большой Уссурки.

Особый интерес представляют «крылатые» экземпляры третьей подгруппы. Пока его составляют три вида: *Inoceramus billvuensis* Reeside, *Inoceramus omutnensis* (Zonova), *Inoceramus udylensis* Zonova. Вероятно, их дополнит четвертый. Материал, по которому он появился, рассмотрен ниже. Большинство индивидов этой подгруппы достигают больших размеров, до 250 мм в высоту и 200 мм в длину.

*Inoceramus billvuensis* Reeside описан Дж.Б. Рисайдом из глинистых сланцев Северного Колорадо [13]. На восточных окраинах России к настоящему времени известно пять находок этого вида. Три описаны М.А. Пергаментом с р.Попутной на северо-западе Камчатки [7, табл. IV, фиг. 1, 2]. Отсюда же (верховья р.Мамет) известен крупный экземпляр, найденный в 1974 г. Н.В. Устиновым. Пятый доставлен Ю.Н. Размахниным с южных отрогов хребта Сихотэ-Алинь (басс. р. Большая Уссурка). Он описан и изображен в работе [3, табл. VII, фиг.1].

*Inoceramus omutnensis* ( Zonova) (табл. 2, фиг. 1, 2; табл.3, фиг. 2, 3), описан в работе [2]. Главные особенности вида: крупные размеры, терминальное расположение макушки, большое, лишенное скульптуры, иногда резко отчлененное от створки крыло (табл.3, фиг. 3) и четкая, закономерная скульптура, представленная полными, редко вставными, концентрическими ребрами. Занимаемая этим видом ниша находится в Пенжинской депрессии. В обрывах Пенжинского кряжа, прорезанных левыми притоками р. Пенжины ( р.р. Омутная, Поворотная, Извилистая), в достаточно большом количестве встречаются остатки представителей данного вида. Их сопровождают типичные *Inoceramus anglicus* Woods, многочисленные *Inoceramus liwerowskyae* Saveliev (табл. 3, фиг. 6, 7) и *Inoceramus caddotensis* McLearn (табл. 4, фиг. 14), а также в сравнительно большом количестве остатки аммоноидей позднеальбско- раннесеноманского возраста – *Marshallites cumshawaensis* (Whiteaves) (табл. 3, фиг. 8), *Marshallites columbianus* McLearn, *Marshallites compressus* Matsumoto. Встречены также единичные *Neogastroplites americanus* (Reeside et Weymouth). На Сихотэ-Алине пока зафиксирован лишь один экземпляр, судя по расположению макушки и отсутствию переднего уха, видимо, принадлежащий к виду *Inoceramus omutnensis* (табл. 2, фиг. 2). Он найден Е.Б. Бельтеневым в 1955 г. в бассейне р. Тумнин, на ее притоке р. Эльга.

**Таблица 1.**



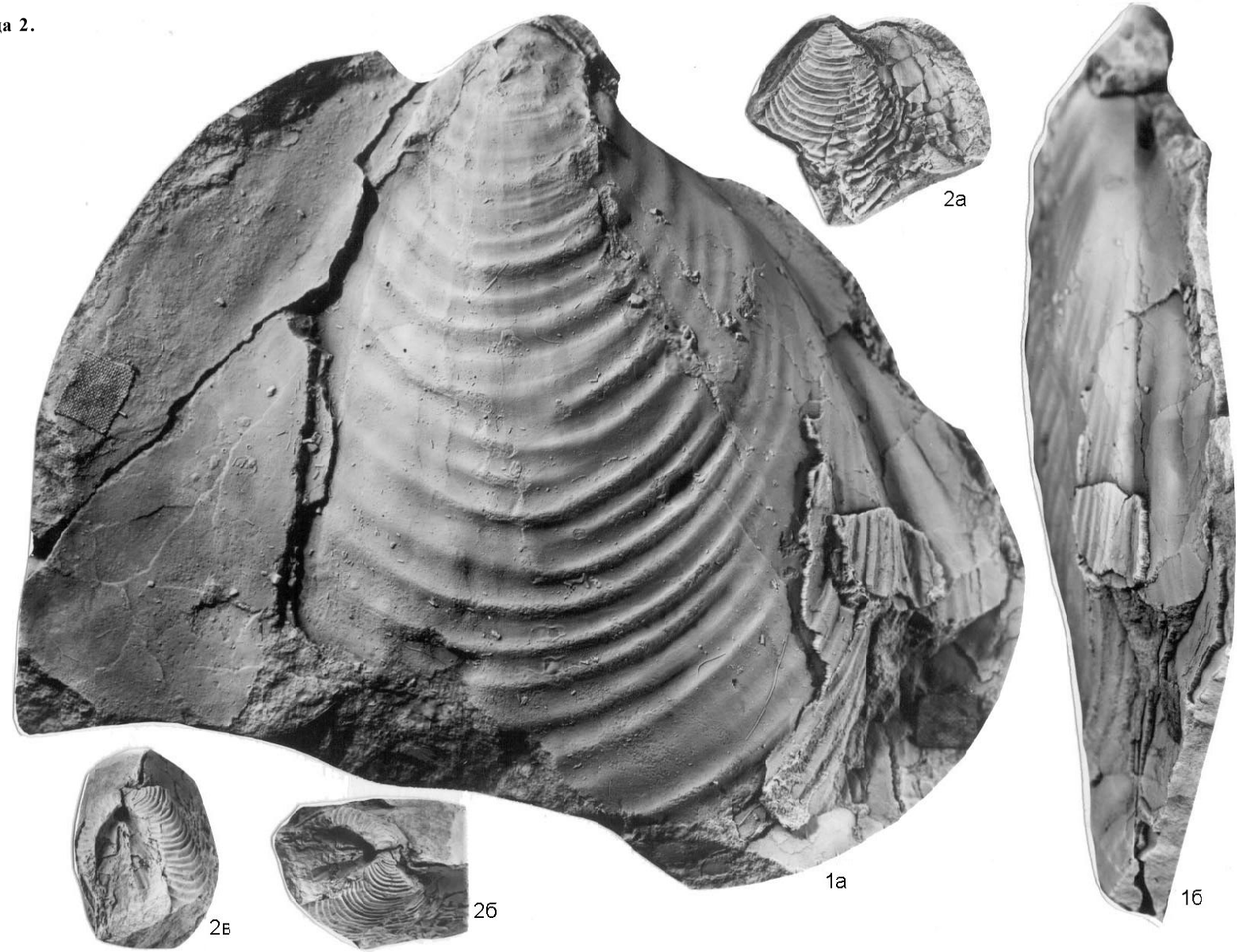

Фиг.1, 2. *Inoceramus udylensis* Zonova.

1 – экз. № 12523/1, голотип; 2 – экз. № 12523/2, паратип. Нижнее Приамурье, юго-западное побережье оз. Удыль, в р-не Резиденции Удыльская. Альб. Сборы А.Ф. Майбороды, 1958 г., т.4/1610.

Фиг. 3–5. *Inoceramus* cf. *udylensis* Zonova.

3 – экз. № 12523/6. Нижнее Приамурье, р. Бол.Силасу, в 20 км к северу от оз. Удыль. Альб. Сборы А.Ф. Майбороды, 1958 г., канава 14; 4, 5 – экз. №№ 13062/1,2. Северо-западное побережье оз. Удыль, мыс Скальный. Альб. Сборы Е.Б. Бельтенева, 1958 г., т.41.

**Таблица 2.**



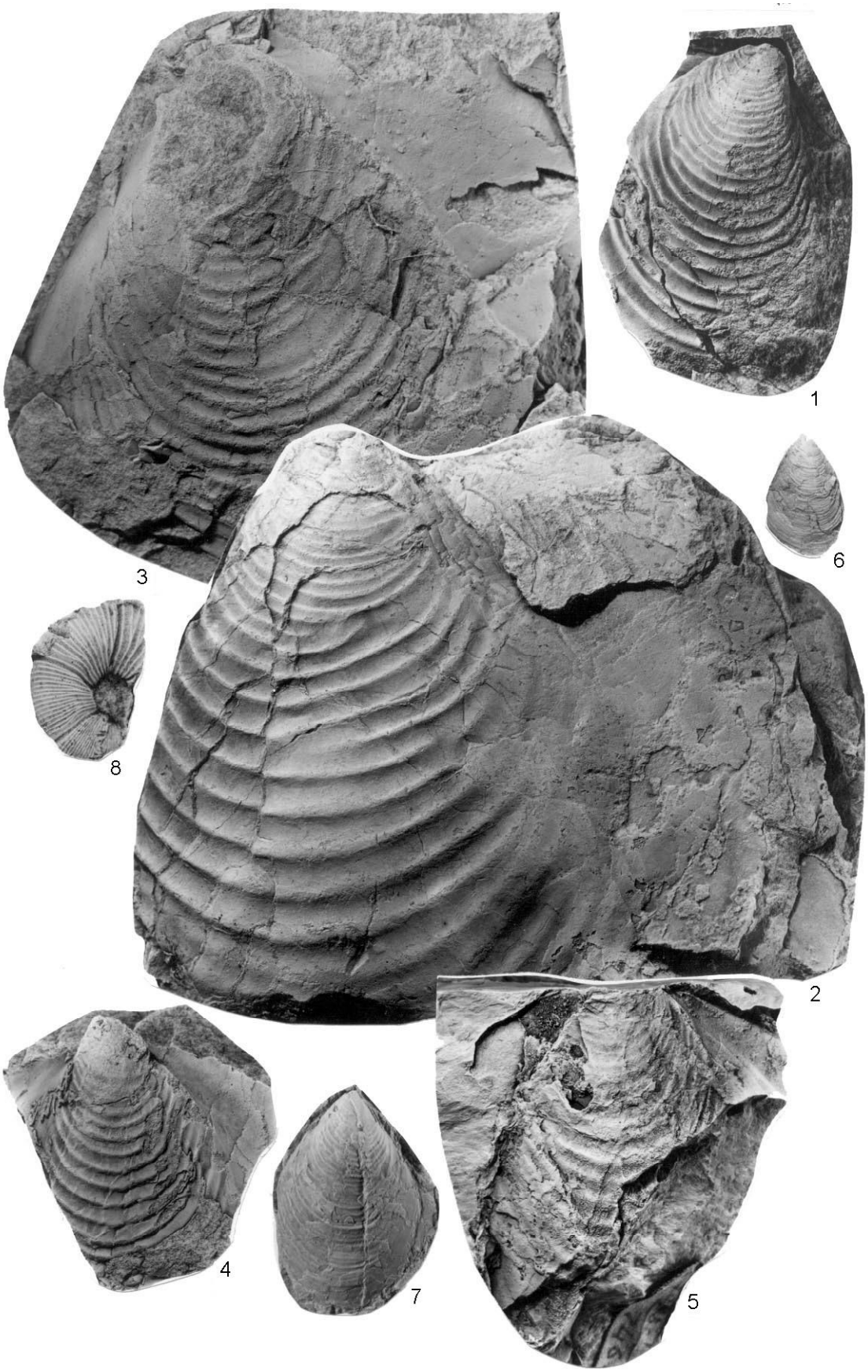

Фиг.1. *Inoceramus omutnensis* (Zonova).

Экз. № 11655/1. Северо-Восток России, сопка Обрывистая (центральная часть), на левом берегу р. Омутная, басс. р. Пенжины. Альб, зона *Inoceramus anglicus, I. aensis,* такынкуюльская свита. Сборы Т.Д.Зоновой, 1973 г., т.36.

Фиг. 2. *Inoceramus* cf. *omutnensis* (Zonova).

Экз. № 100/13062. Сихотэ-Алинь, р.Эльга, басс. р. Тумнин. Альб. Сборы Е.Б. Бельтенева, 1955 г.

**Таблица 3.**



*Inoceramus udylensis* Zonova (табл.1, фиг. 1–5; табл. 3, фиг. 4, 5) описан в работе [4]. Главные особенности вида: крупные размеры, центральное расположение макушки, наличие крыла и переднего уха, часть поверхности которых лишена скульптуры. Последняя на раковине представлена мятыми, резкими, морщинистыми ребрами концентрической направленности. «Царство» представителей этого вида приурочено к Нижнему Приамурью и северным отрогам хребта Сихотэ-Алинь. Главным образом это юго-восточный берег оз. Удыль и бассейн р. Большая Силасу (рис.). Три экземпляра неудовлетворительной сохранности собраны Е.Б. Бельтеневым на р. Эльга, бассейн р. Тумнин (табл. 4, фиг. 11–13). Один образец обнаружен в пределах южных отрогов Сихотэ-Алиня, на левом берегу р. Бол.Уссурка вблизи притока р. Колумбе (табл. 3, фиг. 5). На сегодня это самая южная находка вида. Пока тоже только один экземпляр вида встречен на Северо-Востоке России, в бассейне р. Пенжины (р. Поворотная, табл. 3, фиг. 4). Включение его в состав удылензисов обусловлено центральным расположением макушки, наличием переднего уха и намечающейся морщинистостью. Если в определениях единичных экземпляров (*Inoceramus* cf. *udylensis* Zonova на р. Поворотной и *Inoceramus* cf. *omutnensis* (Zonova) на р. Эльга) нет ошибки, что могут прояснить только дополнительные сборы, можно подтвердить предположение о существовании пролива, соединявшего северные и южные окраины востока России в альбское время. Вероятнее всего, на этом пространстве существовали эпиконтинентальные моря, разъединенные гирляндами островов. Северное море населяли омутнензисы, южное – удылензисы. Время от времени отдельные представители проникали в чужие жизненные ниши и тем самым обеспечили возможность проведения внутри- и межрегиональной корреляции.

Далее попытаемся более детально провести анализ сборного материала по удылензисам, основываясь на изучении сохранившейся части коллекции и имеющихся заключениях о ней В.Н. Верещагина. Как указывалось выше, основной ареал их распространения приурочен к юго-восточному берегу оз.Удыль и впадающей в него с северо-запада р. Большая Силасу (рис.). Меловой этап развития этой территории, как и всей горной системы Сихотэ-Алиня, характеризовался высокой тектонической активностью, что не замедлило сказаться на сохранности органики. В последние годы делаются попытки реконструкции механизма формирования геологических структур и обстановок седиментации в пределах Нижнего Приамурья с различных позиций, в том числе геодинамических, с выделением тектоно-стратиграфических комплексов – террейнов [6]. Естественно, что для расшифровки этих структур и возраста того или иного террейна необходимо также использование биостратиграфического метода, чему отчасти и должна способствовать данная работа.

Возвращаясь к анализу палеонтологического материала, отметим, что ранее этот район изучался многими исследователями, а начиная с 1958 г. особенно активно – сотрудниками ДВТГУ. В итоге была собрана большая коллекция фауны. Уже тогда возник ряд стратиграфических проблем, требующих своего решения. Разброс мнений, порожденный макрофаунистическим* материалом, о возрасте отложе-

* Микрофаунистический материал этого района в настоящее время изучен С.В. Зябревым [6].

**Таблица 3.**

Фиг. 1. *Inoceramus anglicus* Woods.

Экз. № 11655/4. Корякское нагорье, р. Ветвистая, басс. р. Белой. Альб. Сборы И.М.Миговича, 1958 г., т.1537.

Фиг. 2, 3. *Inoceramus omutnensis* (Zonova).

2 – Экз. № 11655/20, 3 – Экз. № 11655/21. Корякское нагорье, р. Поворотная, приток р. Омутной, сопка Обрывистая, центральная часть, басс. р. Пенжины. Альб. Сборы Т.Д.Зоновой, 1973 г., т.36.

Фиг. 4, 5. *Inoceramus* cf. *udylensis* Zonova.

4 – Экз. № 98/13062. Корякское нагорье. Местонахождение и возраст те же. Сборы Л.А. Анкудинова, 1964 г., т. 1396; 5 – Экз. № 99/13062. Сихотэ-Алинь, левый берег р. Бол.Уссурка, вблизи устья р. Колумбе, выше пос. Сидатун. Альб. Сборы Ю.Н.Размахнина, 1958 г., т.7467.

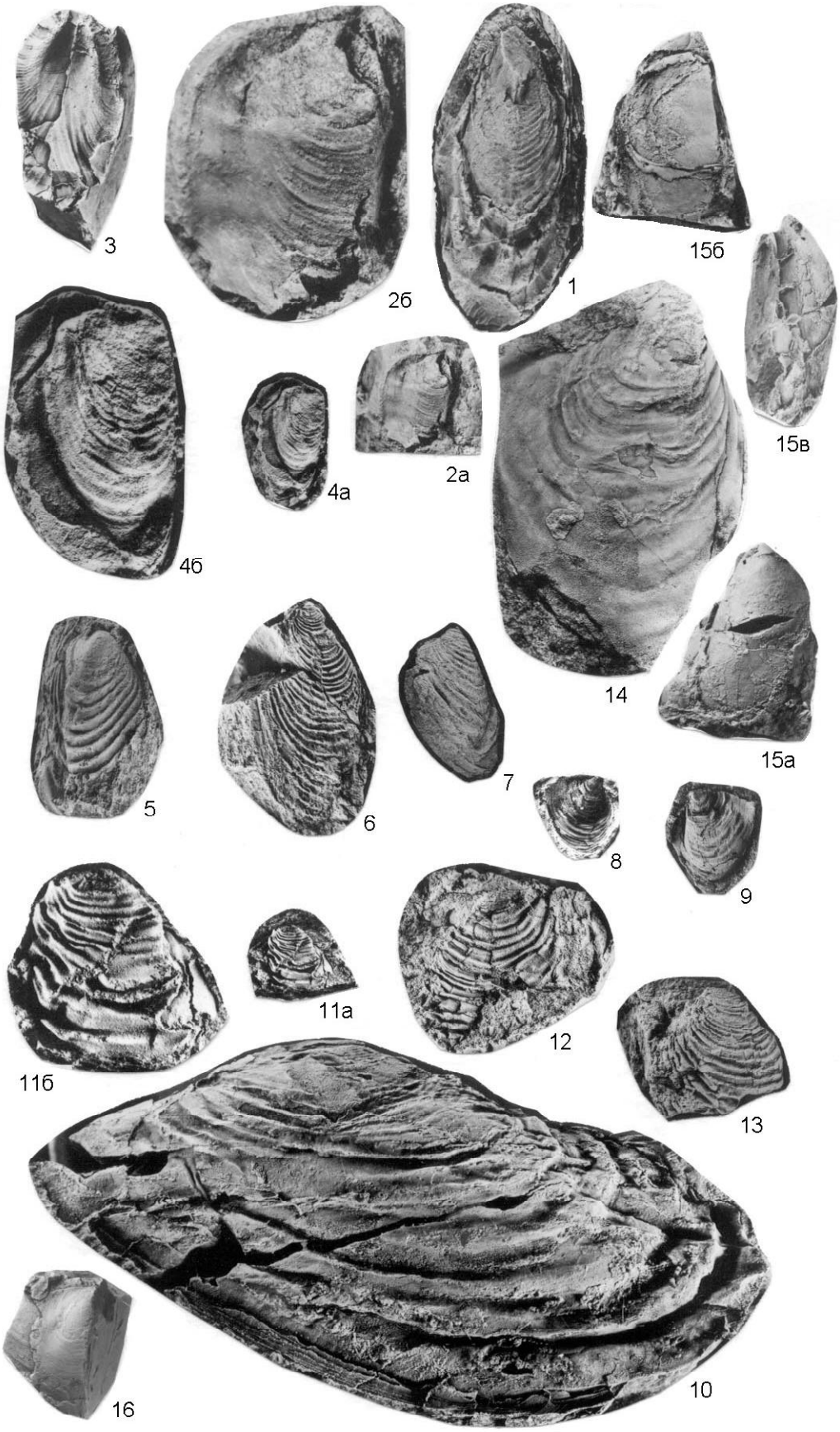
Фиг. 6, 7. *Inoceramus* aff. *liwerowskyae* Saveliev.

6 – Корякское нагорье, р. Никлекуюл, левый берег, выше впадения р.Извилистой, басс. р. Пенжины. Альб, вместе с *Inoceramus anglicus* Woods. Сборы Т.Д. Зоновой, 1973 г., т.81; 7 – Корякское нагорье, р. Никлекуюл, выше впадения р.Извилистой, басс. р. Пенжины. Альб. Сборы И.М. Миговича, 1957 г., т. 921.

Фиг. 8. *Marshalites cumshewaensis* (Whiteaves).

Корякское нагорье, р. Поворотная, приток р. Омутной, басс. р. Пенжины, сопка Обрывистая. Альб – сеноман. Сборы Т.Д. Зоновой, 1973 г., т.38.

**Таблица 4.**



ний колебался от баррема до кампана включительно. Анализ имеющейся документации (в основном, заключений) свидетельствует о преимущественном распространении здесь остатков иноцерамид. Лишь в т. 2509 (рис.) собраны «остатки пелеципод ближе не определимых», на м. Санга (т. 26) встречены бухии (возможно это давленные ауцеллины), так как отсюда указан «отпечаток очень крупного иноцерама размером в высоту 150–170 мм и в длину не менее 180–200 мм с очень грубой концентрической ребристостью» – признаки, характерные для иноцерамид, найденных в Резиденции Удыльская. Наконец, в т.41 И.И. Тучковым найден остаток маленького плоского аммонита, определенного им как барремский *Barremites*. В.Н. Верещагин высказывает сомнение в правильности этого определения, так как, по его мнению, сохранность образца позволяет лишь сказать, что это «обломок аммонита». Позднее в этой точке Е.Б. Бельтеневым были найдены остатки *Inoceramus interruptus* Krimh. (non Schmidt).

Кампанский возраст предполагался на основании находок на р. Бол.Силасу в канаве 15 иноцерамов из группы радиально-ребристых *Sphenoceramidae* по определению В.Н. Верещагина. Однако вся органика в этом регионе находится в сильно перемятых и передавленных породах, иногда она приурочена к торцевым поверхностям кливажа, поэтому впечатление радиальных ребер могло быть только кажущимся. К сожалению, эти образцы утрачены, но отсюда сохранился иноцерам (табл. 4, фиг. 10), скорее всего, альбского возраста, что ставит кампанский возраст под сомнение. Работая над коллекцией, собранной в этих местах, В.Н. Верещагин писал: «Вся фауна представлена новыми видами или видами, лишь напоминающими ранее известные формы из верхнего мела Нижнего Амура». Он рассматривал их в качестве новых видов, обозначая римскими цифрами. Это были преобладавшие над остальными группами фауны иноцерамиды (страна Иноцерамия), представленные многочисленными экземплярами, достигавшими крупных размеров.

Для более полного представления о фауне этого сложноскладчатого региона остановимся на детальном анализе заключения В.Н. Верещагина. На рисунке нанесены точки находок фауны, о которых пойдет речь. Прежде всего, судя по мнению В.Н. Верещагина, здесь достаточно широко распространен *Inoceramus interruptus* Krimh. (non Schmidt), описанный Г.Я. Крымгольцем из Вассинской протоки [5]. Он указан в т. 3, между мысами Красным и Жолмых (т. 19–22), т. 26, 27 и 41. В районе Резиденция Удыльская из т.2 определен иноцерам, о котором сказано: «… этот иноцерам (*Inoceramus* III sp. nov.) обладает очень крупными размерами в длину и несколько

---

**Таблица 4.**

Фиг. 1–4. *Inoceramus* sp.

1 – Экз. № 12765/31, Сахалин, п-ов Шмидта. Альб – сеноман (?). Сборы В.П.Мытарева, 1965 г., т. 316; 2, 3 – Экз. № № 101, 102/13062. Сихотэ-Алинь, ж/д Комсомольск – Совгавань, станция Кун. Альб – сеноман (?). Сборы А.И. Фрейдина, 1958 г., т. 1157; 4 – Экз. № 13062/4. Сихотэ-Алинь, ж/д Комсомольск – Совгавань, 95 км 650 м от г. Комсомольска. Альб – сеноман (?). Сборы Б.Я. Абрамсона, 1957 г., т. 1560.

Фиг. 5. *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods.

Экз. № 13062/3, Сихотэ-Алинь, левый борт р.Уини, в её нижнем течении, басс. р.Тумнин. Альб. Сборы Ю.М. Вдовина, 1957 г., т.1110[в].

Фиг. 6, 7. *Inoceramus* ex gr. *anglicus* Woods.

6 – Экз. № 13062/5, Сихотэ-Алинь, р. Эльга, басс. р. Тумнин. Альб. Сборы Е.Б. Бельтенева, 1955 г.; 7 – Экз. № 13062/6. Нижнее Приамурье, р. Амур, Вассинская протока. Альб ? Сборы В.Д. Овчиниковского, 1966 г., т. 901.

Фиг. 8, 9. *Inoceramus* sp. (юные формы).

8 – Экз. № 13062/10, Сихотэ-Алинь, водораздел рек Подхорёнок и Матай, басс. р. Хор. Альб, вместе с Aucellina caucasica (Buch.), A. peculnejensis Yer. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т.9219; 9 – Экз. № 13047/6, правый берег р. Амур, выше устья р. Анюй, в р-не пос. Муху. Альб, вместе с *Tetragonites* cf. *duvalianus* Orb. Сборы Г.И. Харитонычева, Е.Т. Михалиной, 1958 г., т. 1128.

Фиг. 10–13. *Inoceramus* cf. *udylensis* Zonova.

10 – Экз. № 12523/7, Нижнее Приамурье, р. Большая Силасу, в 20 км к северу от оз. Удыль. Альб. Сборы А.Ф. Майбороды, 1958 г., канава 15; 11–13 – Экз. №№ 13062/7, 8, 9. Сихотэ-Алинь, р. Эльга, басс. р. Тумнин. Альб. Сборы Е.Б. Бельтенева, 1955 г.

Фиг. 14. *Inoceramus* cf. *cadottensis* McLearn.

Экз. № 13062/11, Пенжинская депрессия, левый берег р. Поворотной, басс. р. Пенжины (западный склон сопки Обрывистой). Альб-сеноман? Сборы Т.Д. Зоновой, 1973 г., т. 37.

Фиг. 15–16. *Inoceramus* cf. *dunveganensis* McLearn.

15 – озеро Удыль, мыс Красный. Альб-сеноман. Сборы Ю.Г. Миролюбова, 1960 г., т. 018; 16 – озеро Удыль, Резиденция Удыльская. Сборы Ю.Г. Миролюбова, 1960 г.

**Рис.** Схема расположения мест находок фауны.

меньшими в высоту. Иноцерам концентрически ребристый, с крылом и, видимо, ухом».

В т.3 встречено «очень большое количество отпечатков и ядер иноцерамов. Все эти иноцерамы концентрически ребристые. *Inoceramus* sp. III – очень крупный, более вытянутый в длину, чем в высоту, с макушкой, расположенной в некотором удалении от переднего края так, что образуется переднее ухо, обычно гладкое. Сзади сильно выраженное крыло. Этот иноцерам несомненно новый, ранее не описанный».

В т. 4, как указывал В.Н. Верещагин, определен «*Inoceramus* sp. III sp. nov. Этот иноцерам достигает больших размеров (200–250 мм в длину), концентрически груборебристый». Этот экземпляр сохранился, он изображен на табл. 1, фиг. 1 данной работы и является голотипом вида, названного *Inoceramus udylensis* Zonova. Он же (как *Inoceramus* sp. III) указан и в канавах 7, р. Большая Силасу (точка на схему не нанесена), 14, 15 (см. рис., табл.1, фиг. 3; табл. 4, фиг. 10). Из канав 14 и 15 определен и иноцерам «*Inoceramus* sp. V, напоминающий *Inoceramus* cf. *amakusensis* Nagao et Matsumoto». К сожалению, эти образцы тоже утрачены и, судя по общей сохранности ископаемого материала в регионе, не исключено, что это могут быть представители *Inoceramus bellvuensis* Reeside, так как оба вида обладают одинаковым устройством крыла и конфигурацией ребер и складок, очерчивающих контуры створок и резко вздымающихся на сильно развитое крыло.

В т. 27 отмечены «отпечатки довольно крупных концентрически ребристых иноцерамов типа *Inoceramus* sp. I». Можно предположить, что, скорее всего, эти иноцерамы также принадлежат удылензисам.

Таким образом, на юго-восточном берегу оз. Удыль и р. Большая Силасу развита «иноцерамовая» толща позднеальбско-раннесеноманского возраста. Вывод о возрасте отчасти подтверждают и находки *Inoceramus* cf. *dunveganensis* McLearn (табл. 4, фиг. 15, 16), сделанные Ю.Г. Миролюбовым в 1960 г. Кроме того, в книге [6] есть ссылки на находки Е.А. Калининым здесь *Inoceramus* ex gr. *anglicus* Woods, *I.* ex gr. *concentricus* Park., *Inoceramus* ex gr. *dunveganensis* McLearn, из толщи алевроаргиллитов и алевролитов (толща 3г, мощ. 525 м), включенной в грауваковый структурно-вещественный комплекс [6]. Возможно, из этой толщи происходят и все рассмотренные выше находки фауны, в том числе и указанные А.А. Капицей *Inoceramus* cf. *dunveganensis* McLearn и иноцерамы, идентичные найденным им в карьере у станции Кун.

Теперь перейдем к рассмотрению имеющихся у нас ископаемых остатков, также собранных у станции Кун, о которых упоминалось выше как о могущих пополнить состав «крылатых» иноцерамид. Материал оригинальный, но не большой, и не достаточно хорошей сохранности, чтобы быть выделенным в новый вид на данном этапе. Тем не менее, он важен для этих мест. Поэтому ниже мы даем его описание как *Inoceramus* sp., оставляя за собой право выделения его в самостоятельный вид, в случае получения в дальнейшем подтверждающего материала.

### *Inoceramus* sp.

Табл. 4, фиг. 1–4

Описание. Небольшая или средних размеров равностворчатая умеренно-выпуклая раковина овальных очертаний с уплощенной нижнезадней частью, плавно сливающейся с крылом. Она как бы опоясывает весь нижнезадний контур створки своеобразным шлейфом, начинающимся на крыле. Наибольшая выпуклость створок приурочена к макушечно-передней части, откуда она резко спадает в сторону переднего края и постепенно – к остальным краям. Выпуклость присутствует примерно на 2/3 площади створок, затем идет их уплощение, иногда через небольшой желобок (табл. 4, фиг. 1, 4б), за которым наблюдается плоская поверхность в виде «шлейфа» или «юбки», оконтуривающей створки со всех сторон, за исключением передней части.

Макушечная часть маловыразительная, сливающаяся с остальной поверхностью створок, венчается маленьким носиком, повернутым вперед и занимающим крайнее переднее положение.

Скульптурный узор представлен слабовыраженными, иногда сдвоенными концентрическими кольцами, конфигурация которых соответствует общим очертаниям створок. Кольца вздернуты вверх, под макушку со стороны переднего края и крыла – со стороны заднего. Крыло, как и вся «юбка», скульптурных украшений лишена, лишь у некоторых экземпляров наблюдается что-то вроде крупных ундуляций, направленных почти перпендикулярно створке (табл. 4, фиг. 2б).

Сравнение. Возможно описываемые экземпляры могут быть отнесены к группе *Inoceramus anglicus*, однако своеобразное строение нижнезадней части отличает их от известных представителей группы.

Материал. Четыре экземпляра, из них один двустворчатый, две правых и одна левая створки.

Возраст. Альб (недалеко, в низовьях р. Почепта, собраны альбские ауцеллины), не исключено начало сеномана (рядом, на 88 км 250 м, и в верховьях р. Борхи, басс. р. Гур собраны *Inoceramus sichotealinensis* Zonova сеноманского возраста).

Местонахождения. Северный Сихотэ-Алинь, ж/д Комсомольск – Совгавань, у станции Кун, сборы Б.Я. Абрамсона, 1957 г.; на р. Туганина, правом притоке р.Амур, сборы А.И. Савченко, 1957 г., и на п-ове Шмидта, сборы В.П.Мытарева, 1965 г. [1].

Рассмотренный материал позволяет убедиться в широком распространении представителей группы англикус на восточных окраинах России. Заметная роль среди них принадлежит здесь «крылатым» видам. Нам не известны другие места в мире, где они были бы встречены в таком количестве. Хотя нужно повторить, что *Inoceramus bellvuensis* Reeside описан из глинистых сланцев Колорадо, и заметить, что на Мангышлаке А.А. Савельев описал *Inoceramus substriatus* Sinzov [12] из верхнего альба. Этот вид, хотя и имеет крыло, явно меньших размеров, но отличается от тихоокеанских еще неравностворчатостью, большей выпуклостью и суженностью макушечной части.

Возраст пород, содержащих представителей группы, отвечает позднему альбу – раннему сеноману, что подтверждают и совместные находки аммоноидей. Это, прежде всего, остатки маршаллитесов, обычный компонент альба, и неогастроплитин, характерных для позднего альба, раннего сеномана, широко распространенных в тихоокеанской области.

Работа выполнена в рамках проекта 434 Международной программы IGCP.

Материал хранится в г. Санкт-Петербурге, в ЦНИГР музее им. Ф.Н. Чернышева, коллекция 13062 и сопутствующие коллекции NN 12523,11655, 13047, 12765.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина / Ред. Зонова Т.Д., Жамойда А.И., ПГО «Сахалингеология». СПб.: Недра, 1993. 327 с.
2. Зонова Т.Д. Представители альбских иноцерамид на Дальнем Востоке и описание их связочных полосок // Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток: ДВНЦ, 1980. С. 10–18.
3. Зонова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 42–53.
4. Зонова Т.Д. Заметка о меловых иноцерамах с озера Удыль и из бассейна р. Анюй (Нижнее Прамурье) // Ежегодник ВПО. 1989. Т.32. С. 280–287.
5. Крымгольц Г.Я. О новой находке меловой фауны на Нижнем Амуре // Учен. Зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.-почвен. 1938. Вып.6. С. 155–163.
6. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечяев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
7. Пергамент М.А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области // Тр. Геол.ин-та. 1965. Вып.118. С. 6–73.
8. Похиалайнен В.П. Эволюция тихоокеанских иноцерамид в интервале апт – турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 92–103.
9. Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналоги на севере Тихого океана //Тихоо-

кеан. геология. 1985. № 5. С. 15–22.
10. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974, 1982. 135 с.
11. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. С. 91–110.
12. Савельев А.А. Альбские иноцерамиды Мангышлака // Палеонтологический сборник ВНИГРИ. 1962. Вып. 19б, № 3. С. 219–277.
13. Reeside J.B. The fauna of the so-called Dakota formation of North-Central Colorado and its equivalent in Southeastern Wyoming // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1923. N 131. P. 199–212.
14. Woods H.A. Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. London: Paleontogr. Soc., 1911. V. 2, pt.7–8. P. 101–200.

*Поступила в редакцию 20 июля 2000 г.* *Рекомендована к печати Л.И.Попеко*

***T.D. Zonova, E.A. Yazykova***

## Representatives of the *Inoceramus anglicus* group in the Sikhote-Alin and Penzshina depression

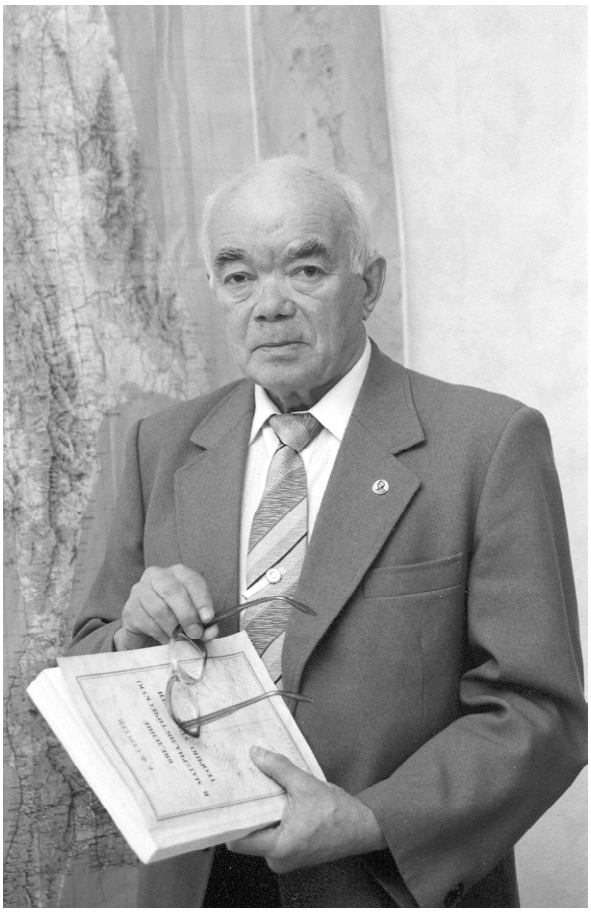
The general conception about distribution, taxonomy, geochronological age of the *Inoceramus anglicus* group is offered. A subdivision of the Pacific representatives of the group into three conventional classes according to the morphological features is suggested. A detailed analysis of the Pacific specimens of the third class has been carried out uniting “winged” forms, one part of which is concentrated in the Penzshina depression; and the other one, in the Lower Amur region. The documented data on the composition and location of the species distributed in the Udyl Lake and Bolshaya Silasu River region are presented in detail.

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 127-130*

## *ЮБИЛЕИ*

# КОНСТАНТИН ФЕДОРОВИЧ СЕРГЕЕВ

**(к 70-летию со дня рождения)**



Константин Федорович Сергеев родился 25 июля 1931 года в деревне Майково Горицкого района Калининской (ныне Тверской) области в простой крестьянской семье. Детство его, как и у многих из нас, было омрачено суровыми, беспредельно тяжелыми, полуголодными военными и первыми послевоенными годами, гибелью на войне отца в 1942 году. Добротное крестьянское происхождение и жизнь в деревне в раннем детстве наградили мальчика завидным здоровьем, отменным трудолюбием, разносторонней любознательностью, непреклонной целеустремленностью и упорством в достижении поставленных перед собой благих целей. (Кстати, уж не излишней ли любознательностью к лошадям объясняется оставшаяся от детства на всю жизнь отметина на лице?) Во всяком случае, вопреки всем горестям, невзгодам и утратам военно-послевоенных лет, он с серебряной медалью заканчивает в 1950 году десятилетнюю Горицкую школу и поступает в Московский авиационный институт (МАИ). Однако, проучившись там всего лишь год, он вынужден был из-за отсутствия достаточных средств для лечения заболевшей сестры сменить профиль своей будущей профессии с романтики воздушной на утилитарно-наземную – перевестись из МАИ в ЛГИ – Ленинградский Горный институт, где стипендия на первом курсе была в то время на 100 рублей больше, чем в большинстве других высших общеобразовательных учреждениях страны.

Студенческая пора – есть ли пора более счастливая в жизни молодого человека, попавшего в большой, столичного значения город с всемирно известными музеями, театрами, различными клубами и т.д. из затерявшегося среди лесов деревенского захолустья. И пусть при этом не всегда хватает денег на непритязательную еду (в виде пачки пельменей или бутылки кефира) до очередной, хотя и немного повышенной, стипендии, и пятилетнее житье-бытье в переполненной точно такими же 5-6 товарищами в тесной комнатушке (с одним на всех столом, чайником и репродуктором) в знаменитом многоэтажном общежитии на Малом, 40 на Васильевском острове, но зато какая ждет тебя в будущем выбранная тобой романтическая профессия геолога, сулящая всевозможные необыкновенные открытия, возможность побывать в самых разнообразных, отдаленных, малоизвестных уголках самого большого в мире по территории государства – Великого Советского Союза. А какие невообразимо широкие возможности открыты перед тобой в приобщении к самым выдающимся шедеврам и достижениям общечеловеческой культуры – почти бесплатно (по студенческому билету) познакомиться с бесценными сокровищами многочисленных музеев (чего стоит один Эрмитаж!), за вполне доступную цену, хотя бы раз в месяц, побывать в одном из

театров (включая знаменитую Мариинку), побывать на различных спектаклях и вечерах в многочисленных городских клубах, включая спектакли и вечера в конференц-зале института. Природные недюжинные способности К.Ф. Сергеева позволяли не только более чем успешно овладевать знаниями по всем преподаваемым в институте общеобразовательным и специальным дисциплинам, но находить время и добиваться больших успехов в занятии спортом – легкой атлетикой в общегородской легкоатлетической секции, где в это же время тренировались ставшие впоследствии всемирно известными А. Игнатьев и В. Куц. Коронными дистанциями легкоатлета К.Ф. Сергеева были 400, 800 и 1500 м, на которых он показывал время 1-го разряда и неоднократно становился чемпионом г.Ленинграда.

Стремительным галопом пролетели 5 лет студенчества с ежедневными занятиями в институте и ежегодными учебными и производственными практиками в разных районах страны, завершившимися в 1956 году написанием и защитой диплома, выбором места приложения своих сил новоиспеченными специалистами. Из многих мест, предлагавшихся комиссией по распределению, в том числе в Европейской части страны, даже в столичных учреждениях, молодой горный инженер геолог-нефтяник К.Ф.Сергеев выбрал самый отдаленный район Советского Союза – остров Сахалин, который с тех пор стал для него второй родиной, а вместе с Курильскими островами – фундаментом и опытным полигоном в становлении как высоко эрудированного специалиста. Вместе с тремя другими "однокашниками" из Ленинградского горного института, проделав многодневный путь через весь Советский Союз, он без гроша в кармане ступил вечером 3 сентября 1956 г. на песчаное поле маленького Охинского аэродрома на севере Сахалина. Не очень приветливо встретил остров новоприбывших. День был хоть и солнечным, но по-осеннему холодным. Зданием аэропорта служил маленький низкий деревянный домишко на берегу залива, с которого дул порывистый холодный ветер. Вокруг ни кустика, ни деревца. Лишь заросли непривычного для европейского взгляда странного растения – кедрового стланника – на противоположной стороне летного поля, а за ними, вдали, на ограничивающих поле, поросших стланником холмах виднелись пригородные домики Охи. Утром отправились к месту своего назначения – в геофизическую контору "Дальморнефтегеофизика", где всех их приветливо встретили, устроили в общежитии. К.Ф. Сергеева определили геологом в полевую сейсмическую партию, работавшую примерно в 100 км южнее Охи, куда он и отбыл через несколько дней. В течение трех лет (с 1956 по 1959), проработанных К.Ф. Сергеевым в конторе "Дальморнефтегеофизика", сначала в должности геолога, а затем старшего геолога, большей частью в составе полевых круглогодичных сейсмических партий, ему пришлось в условиях полного бездорожья, болот и тайги Северного Сахалина и померзнуть зимой в балках и землянках, и бороться с тучами комаров и мошки в летнюю жару. Это не помешало, однако, ему к концу этого периода основательно познакомиться как с геологией Сахалина, так и побывать на Курильских островах, поразивших его воображение не только своей дикой и величественной красотой, своеобразием геологического строения, но и загадочностью своего происхождения. Именно этим, скорее всего, объясняется переезд К.Ф. Сергеева весной 1959 года на юг острова, из Охи в пос. Новоалександровск (близ г. Южно-Сахалинска) в Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт (СахКНИИ) АН СССР (ныне Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН) в лабораторию рудной геологии на должность младшего научного сотрудника. Этим годом начинается самый значительный период в его жизнедеятельности – его научная карьера от младшего научного сотрудника до избрания его в 1979 году членом-корреспондентом АН СССР по специальности "Геология", а в промежутке он последовательно защитил кандидатскую в 1964 г. и докторскую в 1974 г. диссертации; возглавлял лабораторию, отдел, а в 1978 году был назначен директором института, которым успешно руководит до сих пор.

В первую треть своего более чем 40-летнего пребывания в институте К.Ф.Сергеев в ежегодных летних экспедициях исходил все Курильские и Командорские острова, по крупицам собирая разнообразный геологический материал. С упорным трудом собираемые данные суммировались в схемы, карты, статьи и книги. На сегодня им опубликовано уже более 200 статей и 9 монографий, из них 20 статей и 2 монографии – в последние 5 лет. И есть все основания думать, учитывая неиссякаемый творческий потенциал К.Ф. Сергеева, что это далеко не последние, что он не раз еще порадует всех нас новыми научными данными, новыми идеями.

Кстати, говоря о научных идеях, интересах, взглядах, на примере К.Ф.Сергеева, как ученого, можно наглядно видеть, как они меняются – растут и ширятся – с возрастом и "маститостью". На первых порах они не выходят за рамки геологических проблем одной Курильской островной дуги, затем всех островных дуг вдоль западной окраины Тихого океана, потом всей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, а в последнее десятилетие он обратился к разработке основ общей науки - геомеханики. Возглавляя в течение многих лет научные коллективы разного ранга (от лаборатории – до института), он проявил одно, просто неоценимое качество, особенно необходимое в науке – терпимость к инакомыслию, внимательное, даже доброжелательное отношение к чужому, даже может быть чуждому ему мнению, иным, чем его собственные,

идеям и представлениям. И как счастлив должен быть коллектив, руководитель которого всеми доступными ему средствами не навязывает всем другим только свое мнение (как истину в последней инстанции), а предоставляет каждому свободу не только высказывать, но и развивать свои взгляды и представления, не совпадающие с его собственными. Таков в этом чрезвычайно важном в науке вопросе К.Ф. Сергеев.

Можно еще долго и много говорить о заслугах, успехах и достижениях К.Ф. Сергеева на различных его поприщах: научном, производственном, общественном. Вот лишь некоторые сухие выдержки об этом из подготовленной справки:

Под редакцией К.Ф. Сергеева подготовлен и издан геолого-геофизический Атлас Курильской островной системы, в структуру которого входят физикогеографические, геологические, геофизические, геодинамические и металлогенические карты, отражающие современный облик островодужных поднятий и глубоководных прогибов, вещественный состав доостроводужных и островодужных комплексов, структуру поверхности гетерогенного акустического фундамента с попыткой прогнозирования геологического возраста пород, обнажающихся на дне, характеристики современной активной системы.

За последние годы К.Ф. Сергеев много работал в области геомеханики. Им разработана альтернативная имеющей хождение "Теории упругости" концепция, основное содержание которой изложено в цикле монографических работ, последней из которых является монография "Введение в материалистическую теорию упругости" (1998 г.).

В 1997-1998 гг. под редакцией К.Ф. Сергеева издан монографический цикл фундаментальных и прикладных научных работ "Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией", который представляет серию научных трудов сотрудников Института морской геологии и геофизики, изложенных в 8-ми томах. В нем приведены результаты исследований, выполненных за последние 10-15 лет, и обозначены пути дальнейшего научного поиска по разрабатываемым проблемам.

К.Ф. Сергеев много внимания уделяет подготовке кадров высшей квалификации. Под его руководством 12 человек защитили кандидатские диссертации и 3 – докторские. Можно сказать, что он имеет свою научную школу.

Как специалист, К.Ф. Сергеев давно заслужил международное признание. Неоднократно он представлял Советскую, а ныне Российскую науку за рубежом: участвовал в работе симпозиумов, выступал с научными докладами и лекциями в Японии, Китае, Корее, США и во Франции.

К.Ф. Сергеев умело сочетает научную работу с научно-организационной и общественной деятельностью. Он входит в состав Объединенных ученых советов ДВО РАН "по геологии, геофизике, геохимии и горным наукам" и "океанологии", возглавляет научный совет отделения по проблеме "Цунами". Он также входит в состав редколлегии журнала "Тихоокеанская геология" и является членом Отделения РАН по геологии, геофизике, геохимии и горным наукам.

В 1993 году К.Ф. Сергеев был избран академиком Российской Академии инженерных наук, а в 1997 году – академиком Международной Академии минеральных ресурсов. В настоящее время на общественных началах он руководит Сахалинским филиалом Дальневосточного отделения Международной Академии минеральных ресурсов и Сахалинским филиалом Национальной Академии прикладных наук.

В 1998 году был образован Сахалинский научный центр ДВО РАН, который возглавил К.Ф.Сергеев.

За успехи в трудовой деятельности К.Ф.Сергеев награжден юбилейной медалью "За доблестный труд" в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина, орденом "Трудового Красного знамени", медалью Министерства геологии "За заслуги в разведке недр", золотым значком и дипломом "За активное участие в подготовке и проведении XXVII Международного геологического конгресса", памятной медалью МГК СССР "За выдающийся вклад в выполнение международных геофизических проектов". В 1996 году труды К.Ф.Сергеева отмечены "Дипломом № 1" имени крупнейшего русского геолога и общественного деятеля академика Александра Петровича Карпинского "За выдающийся вклад в отечественную геологию" и правительственной наградой – медалью "300 лет Российскому флоту" за достигнутые успехи в изучении океана. В 1997 году Бюро Совета космонавтики России отметило труды К.Ф. Сергеева в области теории упругости, имеющие прикладное значение в космонавтике при расчете оптимальной формы тел, движущихся в атмосфере, гидросфере и внутри Земли, медалью имени академика В.В. Макеева. В 1998 году правительство России оценило его труд очередной наградой – Орденом Почета. И наконец, в 1998 году его заслуженная коллекция наград и знаков отличия пополнилась еще двумя международными знаками признания, а именно: из Англии прибыла нагрудная медаль "Кто есть кто", выпущенная залом Всемирной славы Кембриджского интернационального биографического центра; из США - символ международного престижа, посвященный известным людям планеты (научный Оскар) и диплом. Ученым Советом Американского биографического института

дважды избирался (1997 и 2000 годы) "Человеком Года" в области науки, им же в 2000 году К.Ф. Сергеев удостоин титула "Выдающийся человек XX столетия (века)".

Однако, несмотря на все свои заслуги (награды) и регалии, частично здесь перечисленные, К.Ф. Сергеев в подавляющем большинстве своем остался простым и доступным, по юношески стройным, бодрым и подтянутым, легко отзывающимся на юмор, добродушный смех и шутку. В общении с людьми, как правило, вежлив и справедлив. Иногда бывает вспыльчив, но, за редким исключением, не без причины, и быстро отходит, да и "зла долго не помнит". Бывает излишне доверчив и снисходителен, чем кое-кто и пользуется.

Завершая этот краткий биографический экскурс в 70-летнее прошлое нашего юбиляра К.Ф. Сергеева, хочется пожелать ему со всей искренностью, от всего сердца многих, многих лет полноценной, плодотворной творческой жизни, встретить полным сил и здоровья не один еще подобного рода юбилей.

Редколлегия журнала, группа друзей и товарищей

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 131*

## *НЕКРОЛОГИ*

### АНАТОЛИЙ АДОЛЬФОВИЧ ВРУБЛЕВСКИЙ

**(1946–2001)**

24 июня 2001 года на 55 году трагически оборвалась жизнь Анатолия Адольфовича Врублевского, доктора геолого-минералогических наук, директора Института комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН.

После окончания Новосибирского государственного университета А.А. Врублевский работал младшим научным сотрудником в САХКНИИ, затем успешно закончил аспирантуру при ИГиГ СО АН и с 1972 г. в течение длительного времени работал в Институте тектоники и геофизики, вначале мл. н. с., затем ученым секретарем и заведующим лабораторией. Являясь учеником и соратником первого директора Института академика Ю.А. Косыгина, Анатолий Адольфович много сил и энергии отдал становлению этого института как научного коллектива, где и сам сложился как ученый. Он является автором более 120 научных работ, в том числе 8 монографий и двух карт.

С первых дней создания журнала "Тихоокеанская геология" он был членом редколлегии.

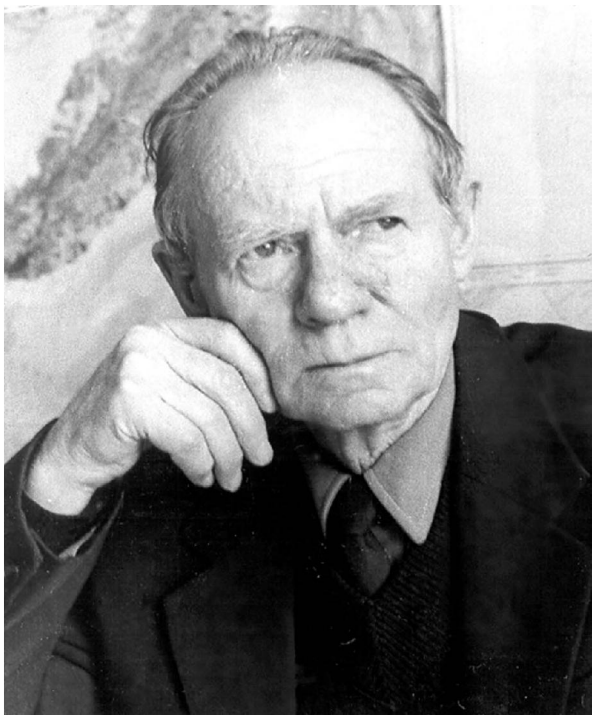
Светлая память об Анатолии Адольфовиче Врублевском, прекрасном человеке, надежном друге, добром и отзывчивом человеке, известном ученом и организаторе науки будет всегда жить в наших сердцах.

*Редколлегия*

*ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2001, том 20, №4, с. 132*

# ВАДИМ ВИКТОРОВИЧ ОНИХИМОВСКИЙ

**(1914-2001)**



15 июля 2001 года после тяжелой продолжительной болезни ушел из жизни крупнейший российский геолог, Герой Социалистического Труда, лауреат Ленинской премии, доктор геолого-минералогических наук, академик МАМР, Действительный член Российского географического общества, первооткрыватель ряда месторождений полезных ископаемых, руководитель и организатор геологических исследований Дальнего Востока, почетный гражданин города Хабаровска, неутомимый труженик, воспитатель плеяды дальневосточных геологов, скромный, отзывчивый, обаятельный, широкой души ЧЕЛОВЕК– Вадим Викторович Онихимовский. Геологическая общественность понесла невосполнимую утрату и скорбит вместе с его родными и близкими.

Вадим Викторович прошел большой жизненный путь. После окончания в 1934 году геолого-разведочного техникума в г. Владивостоке Вадим Викторович работал коллектором, прорабом, начальником партии. В 1936 году он призывается в ряды Красной Армии. После демобилизации в 1938 году на протяжении 65 лет его судьба была 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 год Вадим Викторович возглавлял Дальневосточное геологическое управление и успешно совмещал производственную и научную деятельность; он автор и соавтор более 120 научных работ, в том числе 6 монографий. В 1972 году ему было присвоено докторское звание. С 1974 по 1981 гг. Вадим Викторович руководил лабораторией металлогении глубинных структур в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, где по заданию ГКНТ СССР под его руководством обобщались материалы по петрологии, тектонике и металлогении оловорудных районов мира. Отчет по этим исследованиям удостоен премии ГКНТ. С 1981 по 1986 гг. В.В. Онихимовский возглавлял лабораторию экономики минерального сырья в Институте экономических исследований ДВО РАН, где уделял большое внимание экономической оценке минеральных ресурсов. С 1987 г. он продолжал 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 Министерством экономики и перспективного планирования РФ.

На протяжении всей своей трудовой деятельности В.В. Онихимовский большое внимание уделял научно-организационной и общественной работе. 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. Его отличало высокое чувство ответственности, долга, принципиальности; до последних дней своей жизни он оставался активным членом КПРФ.

С именем Вадима Викторовича связана целая эпоха геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы Дальневосточного региона. Его плодотворная производственная и общественная деятельность навсегда войдет в золотой фонд наиболее ярких свершений на Дальневосточной земле во благо нынешнего и будущих поколений.

Родина высоко оценила его многолетний беззаветный труд. Помимо упомянутых высоких наград, он награжден еще восемью орденами и медалями.

Светлая память о Вадиме Викторовиче навсегда сохранится в наших сердцах.

*Коллеги*