

Том 15, номер 5
ISSN 0207-4028

Сентябрь - Октябрь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 15 № 5 1996 Сентябрь - Октябрь

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

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

Редакционная коллегия

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

Редакционный совет

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

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 333-743, E-mail. galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1996 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN
Vol.15 № 5 1996 September-October

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

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

Editorial Board

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

Editorial Council

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

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1996

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника

- Бельй В.Ф.* К тектонике северного сектора Тихоокеанского пояса 3
Чиков Б.М., Вей Жоулин, Ли Чжичунь Тектоника и нефтегазоносность активизированной
платформы Янцзы (Юго-Восток Азии) 20

Геофизика

- Аносов Г.И., Сок Б.Ч., Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В., Жильцов Э.Г., Сергеев К.Ф.,
Соловьев В.Н.* Глубинное строение земной коры впадины Цусима по данным преломленных
волн (Японское море) 32
Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В., Красиков В.Н. Прямая задача гравиметрии для сферического
многогранника 46
Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. К методике построения прогнозных объемных физико-геологических
моделей (на примере Вознесенского рудного района, Приморье) 52
Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в зоне сочленения
Бурейнского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы 59

Стратиграфия и седиментология

- Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д.* Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных
комплексов мыса Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса
(Северо-Восток Азии) 69
Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Иванов В.Ф., Хопкинс Д.М., Руф С. Пелукская трансгрессия (Западная
Аляска) 79

Рудообразование

- Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Недашковский А.П.* Арсеньевское месторождение - уникальный пример
комплексных руд Приморья 83
Жирнов А.М. Хингано-Туранский золотоносный пояс (Приамурье) 98
Астахова Н.В. Баритовая минерализация в осадках окраинных морей западной части Тихого
океана 103

Хроника

- Буряк В.А., Салин Ю.С.* Совещание по нефтегазоносности Среднеамурской впадины 110

CONTENTS

Tectonics

- V.F.Beliy.* Tectonics of the northern sector of the Pacific belt 3
B.M.Chikov, Vei Jouling, Li Zhichun. Tectonics and oil and gas potential of the Yangtse activated platform (Asia's South-East) 20

Geophysics

- G.I.Anosov, B.Ch.Cok, V.V.Argentov, S.K.Bikkenina, V.V.Zhigulev, E.G.Zhiltsov, K.F.Sergeev, V.N.Soloviev.* Deep crustal structure of the Tsushima (the Japan Sea) from seismic refraction studies 32
V.Yu.Kosygin., Yu.V.Pyatakov, V.N.Krasikov. The direct problem of gravimetry for a spherical polyhedron 46
F.I.Manilov, E.G.Ivolga. To the methods of the forecast volumetricophysical-geological models construction (as exemplified from the Voznesensky ore region Primorie) 52
V.B.Kaphun. Results of deep magnetotelluric soundings in the conjugation zone of the Burean Massif and the Sikhote-Alin fold system 59

Stratigraphy and Sedimentology

- I.V. Kemkin, S.A.Palandjyan, A.D.Chekhov.* Substantiation of the age of siliceous-volcanogenic complexes of Cape Povorotny, Penzhinsky-Pekulneisky ophiolite belt (Asia's North-East) 69
V.S.Pushkar, M.V.Cherepanova, V.F.Ivanov, D.M.Hopkins, S.Roof. Pelukian transgression (Western Alaska) 79

Ore Formation

- A.M.Kokorin, D.K.Kokorina, A.P.Nedashkovsky.* Arsenyevskoe deposit as a unique example of the complex ore manifestation in Primorye 83
A.M.Zhirnov. The Khingan-Turansky gold-bearing belt (Priamurie) 98
N.V.Astakhova. Barite mineralization in sediments of marginal seas in the western part of the Pacific Ocean 103

Chronicles

- V.A.Buryak, Yu.S.Salin.* Meeting on oil and gas potential of the Sredneamurskaya basin 110

ТЕКТОНИКА

Светлой памяти
Владимира Владимировича Белоусова
посвящается

УДК 551.24(1-18)(57)(798)(71)

К ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В.Ф.Белый

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

В северный сектор Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП) входят Верхояно-Чукотская область и Камчатка, Канадские Кордильеры, Южная и Центральная Аляска. Здесь ТТП граничит с дорифейскими Сибирской и Северо-Американской платформами и с Арктическим тектоническим поясом. Выделение главных тектонических элементов и районирование северного сектора ТТП следует принципам учения о геосинклиналях. По структурно-формационным признакам в области с земной корой континентального типа различаются: дорифейские срединные массивы, фанерозойские эвгеосинклинальные, мнogeосинклинальные и лимнарные системы, рифтоклинали и окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса. По возрасту складчатости фанерозойские структуры разделены на мезозонды, ларамиды и кайнозонды. Кроме того, выделяются развивающиеся лимнарные (вулканические дуги) и овалыные эвгеосинклинальные (глубоководные котловины окраинных морей) системы. При описании зональности северного сектора ТТП показана возможность сопоставления тектонических планов геологического прошлого с современными морфоструктурами зоны перехода океан-континент. Прослеживается устойчивость общей тектонической зональности в системах Северо-Востока Азии и Канадских Кордильер и резкое различие структурных планов этих областей, которое может быть объяснено преобладанием сжатия на востоке (Кордильеры) и растяжения на западе (Северо-Восток Азии), вызванным ротационным эффектом. В статье относительно подробно характеризуются Эскимосский срединный массив, лимнарные системы и окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса. Предложены направления сравнительных региональных металлогенических исследований.

ВВЕДЕНИЕ

Асимметрия морфоструктуры Тихоокеанского обрамления, впервые отмеченная в "Лице Земли" Э.Зюссом, отражает древнюю и более глубокую асимметрию всей фанерозойской тектоники Тихоокеанского сегмента Земли [5,7, 24,47, 48, 65].

Сопряжение тектонических элементов западного (азиатского) и восточного (американского) обрамления происходит в северном секторе Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП), к которому могут быть отнесены структуры Северо-Востока Азии, Южной и Центральной Аляски и Канадских Кордильер. В северном секторе ТТП, по образному выражению Э.Зюсса, происходит "вступление азиатской островной дуги в Америку" [цит.-43, с.103], что является лишь одним, но, пожалуй, наиболее выразительным примером взаимоперехода и единения Восточно-Азиатской и Северо-Американской тектоники. В районе Аляскинского залива, восточнее полуострова Кенай, меняется характер переходной

зоны континент-океан: согласно В.В.Белоусову [5], на этом участке переходная зона тихоокеанского типа сменяется зоной колумбийского типа.

Из разнообразных черт различия и сходства азиатской и американской частей северного сектора ТТП обратим внимание на следующие:

а) на Северо-Востоке Азии находится крупнейший Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс (ОЧВП), а в Канадских Кордильерах - симметрично расположенный, соизмеримый с ним по величине Береговой плутонический комплекс [72];

б) при хронологически близких этапах развития и однонаправленном омоложении геосинклинальных складчатых зон в направлении от континента к океану в американской части все складчатости имеют общее циркум-тихоокеанское простирание, тогда как на Северо-Востоке Азии оно свойственно лишь кайнозоидам, а в мезозоидах господствует северо-западное (поперечное) простирание.

В северном секторе структуры ТТП вступают в непосредственное соприкосновение со структурами Арктического тектонического пояса (АТП) [55,63]: они образуют узкую перемычку континентальной земной коры между Евразийским и Северо-Американским материками. Эта перемычка континентальной коры, в строении которой участвуют тектонические зоны дорифейского и фанерозойского возраста, граничит с глубоководными впадинами Северного Ледовитого и Тихого океанов, в которых второй сейсмический слой океанической земной коры имеет позднемезозойский и кайнозойский возраст.

Таким образом, вопросы региональной тектоники северного сектора ТТП оказываются тесно связанными с общей проблемой развития структур земной коры континентального и океанического типов.

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ И ВЫДЕЛЕНИЯ СТРУКТУР

Главные тектонические элементы северного сектора ТТП показаны на схемах рис.1 и рис.2. Первая из них дает представление о положении северного сектора ТТП относительно дорифейских континентальных платформ и океанских плит, земная кора которых имеет позднемезозойский и кайнозойский возраст. На ней показаны: (1) главные кайнозойские и современные активно развивающиеся структуры ТТП, к числу которых относятся глубоководные котловины Берингова моря, Курило-Камчатская и Алеутская лиминарные системы, и (2) крупнейшие позднемезозойские тектоно-магматические структуры: Охотско-Чукотский и Береговой окраинно-континентальные пояса.

На рис.2 дано тектоническое районирование областей с земной корой континентального типа. При этом Охотско-Чукотский вулканогенный и Береговой плутонический пояса специальными знаками здесь не выделены (нанесены только их границы), что позволило более наглядно показать древние лиминарные системы и пространственное соотношение их с эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными системами. На схеме (рис.2) для большей наглядности не выделялись также структуры молассового эпигеосинклинального комплекса (впадины с осадочными формациями, вулканические зоны) и образования неотектонического этапа развития. Схемы составлены по материалам работ [11, 14, 15, 28-30, 39, 52-55, 60,75-78].

На западе и на востоке северный сектор ТТП граничит с дорифейскими Восточно-Сибирской и Северо-Американской платформами соответственно. Северная граница ТТП проводится по южному подножью хр.Брукса, поскольку положение и история

развития структур этого горного сооружения и расположенного севернее Колвиллского прогиба тесно связаны со структурами Канадского арктического архипелага и вместе с ними входят в состав АТП. На юге, юго-западе и юго-востоке северный сектор ТТП граничит с впадиной Тихого океана: граница проводится либо по глубоководным желобам, либо условно (при их отсутствии) - по изобате 1000 м (см.рис.1).

В северном секторе ТТП различаются области с земной корой континентального и океанического типов в широком значении этих терминов. Кора океанического типа образует фундамент глубоководных котловин Берингова и Охотского морей. Суша и шельфы Берингова и Охотского морей - области гетерогенной континентальной коры. Граница континентальных областей проведена условно по изобате 1000 м (см.рис.1, 2).

При районировании, характеристике строения и развития областей с земной корой континентального типа я следовал основным положениям учения о геосинклиналях [1, 2, 4, 6, 20, 21, 34, 35,40-42, 45, 59, 62, 65].

По структурным и формационным признакам в северном секторе ТТП, в областях с земной корой континентального типа, выделяются: срединные массивы; эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и лиминарные системы; рифтоклинали; окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса (Охотско-Чукотский вулканогенный и Береговой плутонический).

Срединные массивы - фрагменты структур дорифейской земной коры, не подвергшиеся переработке фанерозойскими геосинклиналями.

Эвгеосинклинальные и лиминарные системы как структуры с высокой магматической (вулканической) активностью не разделялись первоначально и относились к единому классу эвгеосинклиналей [34, 65].

Работами Ж.Обуэна и А.Борелло [68, 69] показано различие структуры, геологических формаций и условий развития "*chaines andines*" (лиминарные системы) и "*chaines alpines*" (эвгеосинклинальные системы). Но еще ранее глубокое различие геосинклинального и островодужного типов развития было показано в фундаментальном труде по геологии Японских островов - классической страны островных вулканических дуг [26]. Дальнейший анализ этой проблемы привел М.Г.Ломизе [36- 38] к выводу, что мезозойская эвлиминарная зона Чилийско-Аргентинских Анд принадлежит к классу геосинклинальных структур, а по типу магматизма и глубинному строению подобна кайнозойским островным вулканическим дугам. Одновременно с этим формировалось представление об *андезитовых геосинклиналях* [10, 12,

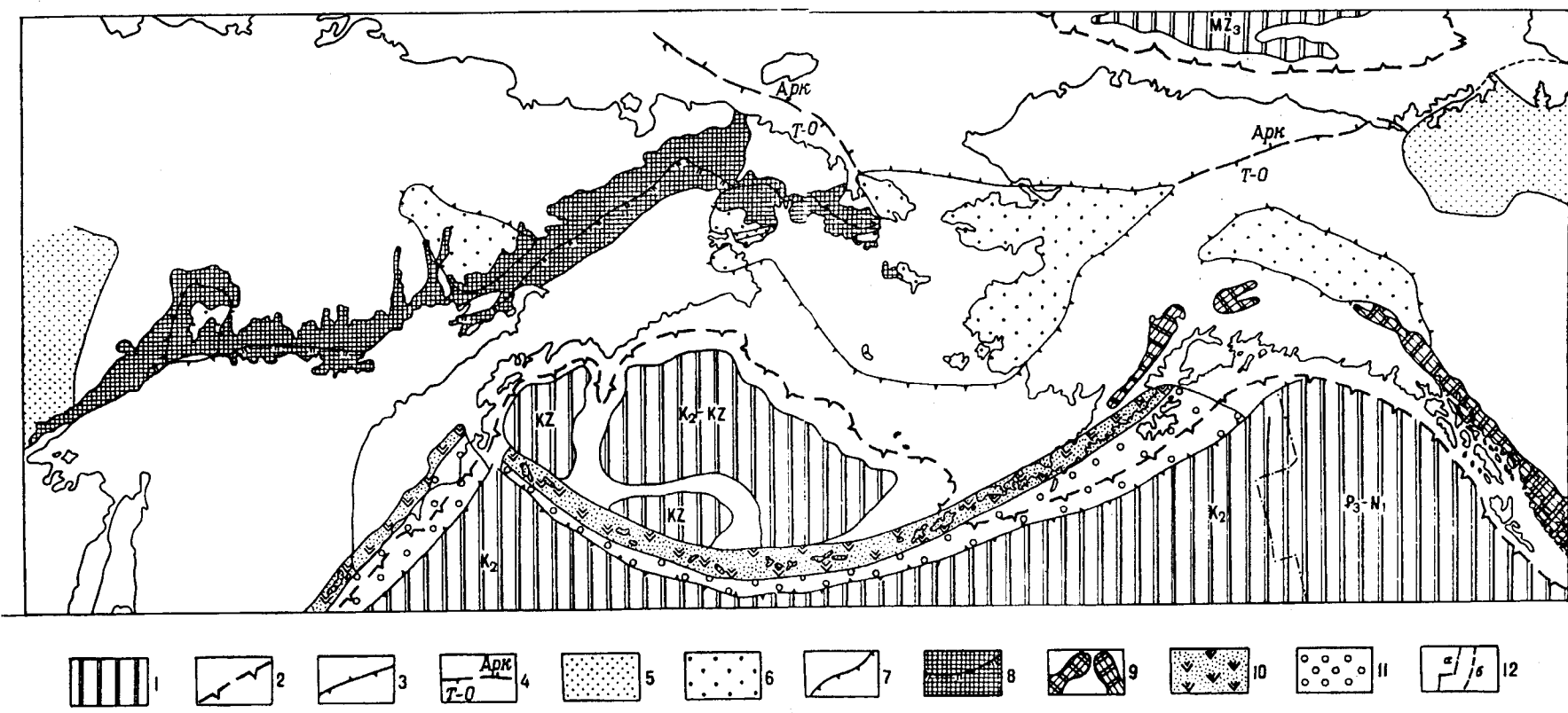


Рис.1. Северный сектор ТТП. Общее положение, элементы современной морфоструктуры и позднемезозойские окрашно-континентальные тектоно-магматические пояса.

1 - океаническая земная кора (индекс - возраст второго сейсмического слоя коры - возраст океанизации-базификации; MZ_3 - поздний мезозой, K_2 - поздний мел, K_2-KZ - поздний мел-кайнозой, P_3-N_1 - олигоцен-миоцен); 2 - граница континентальной земной коры по пазбате 1000 м; 3 - ось глубоководного желоба; 4 - граница Тихоокеанского (Т-О) и Арктического (Арк) тектонических поясов; 5 - дорифейские платформы; 6 - срединные массивы с дорифейским возрастом фундамента; 7 - граница срединного массива, в том числе под вулканическим покровом и в акватории; 8, 9 - окрашно-континентальные тектоно-магматические пояса: 8 - Охотско-Чукотский вулканогенный (ОЧВП) и граница его внешней и внутренней зон (штрихи обращены в сторону внутренней зоны), 9 - Береговой плутонический (БПП); 10, 11 - современная лимниарная система: 10 - вулканическая дуга (андезитовая геосинклиналь), 11 - мновулканическая зона; 12 - граница разновозрастной океанической коры (а), предполагаемая граница некоторых структур (б).

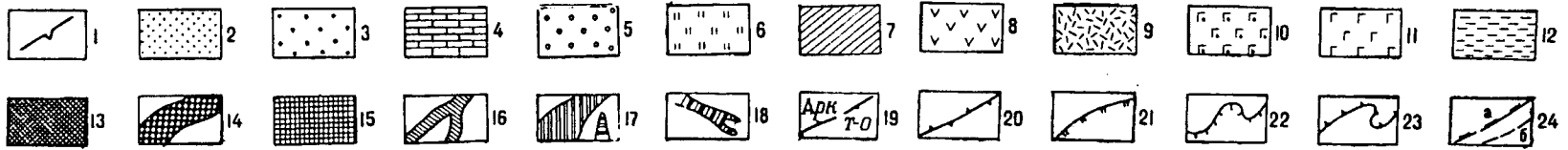
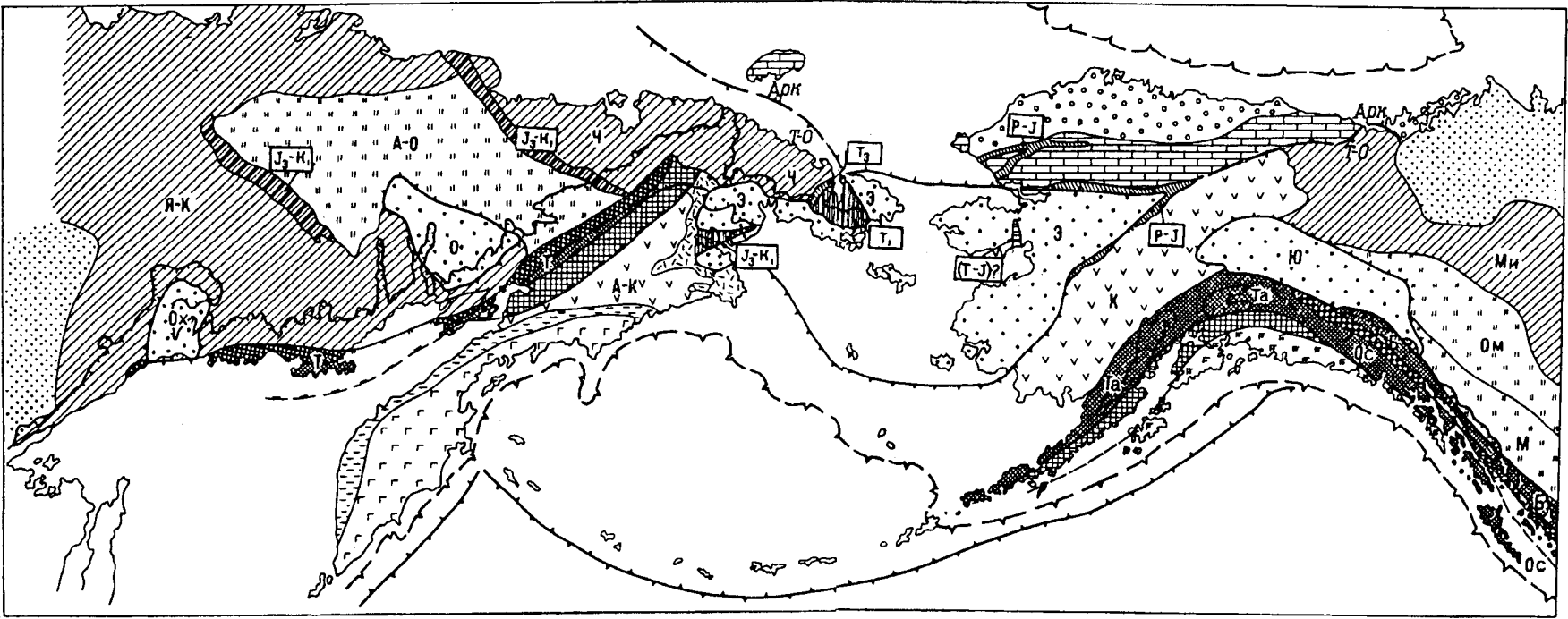


Рис.2. Тектоническое районирование континентальной земной коры северного сектора ТТП.

1 - граница континентальной земной коры по изобате 1000 м; 2 - дорифейские платформы; 3 - срединные массивы с дорифейским возрастом фундамента (Ох - Охотский, О - Омолонский, Э - Эскимосский, Ю - Юконский);

4, 5 - Арктический тектонический пояс (АТП): 4 - докембрийские, палеозойские и раннемезозойские складчатые образования Колвиллского прогиба; 5 - позднемезозойские и кайнозойские образования Колвиллского прогиба;

6-18 - структуры северного сектора ТТП:

6-12 - эвгеосинклинальные и многоэосинклинальные системы; 6, 7 - мезозонды (6 - эвгеосинклинальные системы: Алазейско-Олойская - А-О, Междугорий - М, Омиска - Ом; 7 - многоэосинклинальные системы: Яно-Колымская - Я-К, Чукотская - Ч, Миллард - Мп); 8, 9 - ларамиды (8 - внутренняя зона Анадырско-Корякской системы - А-К и Кукоковская система, без разделения - К; 9 - внешняя зона Анадырско-Корякской системы); 10-12 - кайнозонды (10 - система Чугач; 11 - внутренняя, 12 - внешняя зона Олюторско-Камчатской системы); 13-15 - лимнарные системы: 13, 14 - андезитовые геосинклинали (В) и их зоны высокой вулканической активности (14) в позднем мезозое; 15 - мновулканические зоны (буквенные обозначения андезитовых геосинклиналей: Т - Тайгонская, Та - Талкитна, Ос - Островная, Б - Береговая); 16-18 - рифтоклинали: 16 - краевые, 17 - внутренние, 18 - пограничные; 19-24 - прочие обозначения: 19 - граница Тихоокеанского (Т-О) и Арктического (Арк) тектонических поясов, 20 - ось глубоководного желоба, 21 - граница внешней и внутренней зон ОЧВП, 22 - обобщенная граница позднемезозойского окраинно-континентального тектоно-магматического пояса, 23 - граница срединного массива на суше и в акватории, 24а - граница лимнарной системы, соответствующая системе разломов древней сейсмофокальной зоны, 24б - предполагаемая граница лимнарных систем, андезитовых геосинклиналей.

14] как особом типе структур ТТП, к числу которых относились не только мезозойские эвлимнарные зоны (андезитовые геосинклинали по [12, 14]) Южно-Американских Анд и кайнозойские вулканические дуги (*volcanic arcs*, а не *islad arcs* по англоязычной терминологии), но также и палеозойские и мезозойские аналоги этих структур в Северной Америке и на Северо-Востоке Азии.

Формально удобное выделение вулканической дуги в качестве самостоятельного элемента (андезитовой геосинклинали) в случае двойных островных дуг [57] и их ископаемых аналогов требовало разделения единого морфоструктурного комплекса между разными тектоническими зонами: от вулканической дуги (андезитовой геосинклинали) отделялись междуговой прогиб и невулканическая дуга, которые включались в состав смежной эвгеосинклинали системы [9, 11, 14, 52]. Предлагаемое здесь использование термина лиминарная система должно снять это противоречие. Главным элементом любой лиминарной системы является андезитовая геосинклинали. Лиминарная система может быть представлена только андезитовой геосинклиналию (одиночная дуга по [57]). Когда *рядом с андезитовой геосинклиналию со стороны, обращенной к глубоководному желобу (или его ископаемому аналогу), образуются (или сохраняются в ископаемом состоянии) междуговой прогиб и невулканическая дуга либо аналог их в виде структурной площадки (двойная дуга), тогда в составе лиминарной системы выделяется еще и мио вулканическая зона.*

При сопоставлении лиминарных и эвгеосинклиналиных систем [12, 14, 37, 38, 68, 69] обсуждались главным образом структурно-формационные особенности эвлимнарных зон (вулканических дуг, андезитовых геосинклиналией) и комплексов ранней стадии развития эвгеосинклиналией. Без должного внимания оставалось разнообразие форм эвгеосинклиналиных систем. Тенденция исключать проявления андезитового вулканизма из общего хода развития эвгеосинклиналиной системы [38] приводила порой к ошибочным представлениям о соотношении эвгеосинклиналиного и лиминарного режимов. Более широкое понимание лиминарных систем, предлагаемое в настоящей статье, требует определенного дополнения предложенной ранее, общей характеристики этих тектонических элементов.

Лиминарные системы ТТП - протяженные линейные, большей частью дугообразные в плане тектонические зоны. Эвгеосинклиналиные системы делятся на линейные и субконцентрические или овальные [31, 35]. В северном секторе ТТП есть эвгеосинклиналиные системы того и другого типа: для Северо-Востока Азии более характерен овальный тип,

тогда как в Северной Америке распространен только линейный.

В эвгеосинклиналиных системах, расположенных близ дорифейских платформ или рядом с ними, в Алазейско-Олойской (овальный тип, Северо-Восток Азии) и Междугорий (линейный тип, Канадские Кордильеры), толеит-базальтовый и офиолитовый комплексы формировались в относительно непродолжительные периоды времени, сменяясь мощным известково-щелочным (андезитовым) вулканизмом. Для эвгеосинклиналиных систем, приближенных к океану (также независимо от их формы), характерны длительные многократные проявления толеит-базальтового и офиолитового магматизма и менее значительна роль андезитового вулканизма.

Как отмечалось ранее, современные островные дуги (лиминарные системы) Дж. Умбров [57] делил на одиночные и двойные. Подобное разделение применимо и для лиминарных систем геологического прошлого. Таким образом, независимо от возраста структур *предлагается различать монолиминарные (одиночные дуги) и билиминарные (двойные дуги) системы.* Характерными примерами современных монолиминарных систем являются Тонга-Кермадекская и Идзу-Бонино-Марианская, древних - Ванкуверская (PZ-MZ). К современным билиминарным системам относятся Курило-Камчатская и Алеутская, а к древним (ископаемым) - Тайгонская (PZ-MZ) и Хонсю (N2) [12, 14].

Все современные лиминарные системы тесно связаны с сейсмофокальными зонами Беньофа; в билиминарных системах мио вулканическая зона всегда располагается между зоной Беньофа и вулканической дугой (андезитовой геосинклиналию). Поэтому глубинные разломы, отделяющие мио вулканические зоны древних лиминарных систем от эвгеосинклиналиных систем, рассматриваются в качестве аналогов сейсмофокальных зон геологического прошлого. Монолиминарные системы - крупные, сложно построенные вулканические сооружения, состоящие из одного элемента - андезитовой геосинклинали. В билиминарных системах андезитовая геосинклинали значительно уже и построена проще, чем в монолиминарных. Фундамент мио вулканических зон билиминарных систем образован как правило эвгеосинклиналиными структурами. Характер фундамента андезитовых геосинклиналией далеко не всегда очевиден. В одних случаях есть несомненные свидетельства тому, что фундаментом их являются структуры более древних, завершивших развитие, эвгеосинклиналиных и лиминарных систем; в других, особенно в монолиминарных системах, проблема фундамента является предметом предположений.

Андезитовые геосинклинали обладают стадийностью развития, сходной с эвгеосинклиналиной, но

они сложены высокоглиноземистыми базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами. Вулканиты кислого состава, редкие на ранней стадии, в поздней стадии развития распространены достаточно широко, иногда преобладают. Вулканическая деятельность андезитовых геосинклиналей сопровождалась длительным многостадийным гранитоидным магматизмом.

С вулканическими накоплениями ассоциируют плохо сортированные разнообломочные вулканомиктовые отложения. Горные породы, как правило, пропицитизированы в разной степени. В андезитовых геосинклиналях не известны альпинотипные ультрамафиты, фтаниты, проявления глаукофанового метаморфизма, не характерна флишевая формация.

Миовулканические зоны билиминарных систем сложены преимущественно мелководными, реже субаэральными тефроидами, туффитами, разнообломочными вулканомиктовыми отложениями, поступавшими из расположенной рядом андезитовой геосинклинали (вулканической дуги).

В билиминарных системах андезитовые геосинклинали имеют простую грабен-синклиналиную форму, разбиты многочисленными разломами. Строение крупных мономинимарных систем изучено еще недостаточно. На них возникают наложенные рифтовые структуры, например: Марианский трог. Он заложен на одноименной островной дуге, и здесь в течение последних 6 млн лет происходят излияния толеитовых базальтов [49, 61]. Образование Марианского трога объясняется "апвеллингом мантийного диапира" [49]. Возможно, с образованием подобного рода структур связано излияние позднеэриасовых базальтов и образование позднеюрско-раннемеловой кремнисто-вулканогенной формации в Островной зоне [76] Ванкуверской мономинимарной системы.

Лиминарные системы в отличие от эвгеосинклиналиных не испытывали инверсии. Это их свойство особенно выразительно обнаруживается в билиминарных системах, прежде всего в миовулканических зонах. Последние образуют обычно структурную пару междуговой прогиб - невулканическая дуга, которая развивается длительно и однонаправлено даже после отмирания вулканической дуги (андезитовой геосинклинали).

Замечательной особенностью магматизма миовулканических зон являются редкие тела ультрамафитов, интрузивных и вулканических. На полуострове Елистратова, на границе Пенжинско-Майнской миовулканической зоны и Тайгоносской андезитовой геосинклинали, находится Водораздельная группа (~ 20 км протяженностью) мелких зональных массивов и даек ультрамафитов [18]. Ядра массивов (~ 90% площади) сложены либо гарцбургитами и дунитами, либо перцолитами, гарцбургитами и дунитами, а

эндоконтактные зоны - соответственно либо железистыми дунитами, верлитами, пироксенитами и габбро, либо верлитами и габбро. На простирании массивов находятся дайки перидотитов, пикритов и горных пород, близких по составу марианитам - бонинитам. В кровле массивов обнаружены магнезиальные базальты, спилиты, яшмы, содержащие радиолярии кимериджского и валанжинского возраста. В 1 км к юго-востоку от этой локальной зоны, на побережье бухты Горных Кузнецов, бериасские и валанжинские отложения, содержащие *Buchia* spp., сложены зелено-серыми и красными конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками. Северо-восточнее, на полуострове Валижген, среди позднеюрских-готеривских тефроидов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломерато-брекчий обнажается несколько тел перидотитов; в разрезе готеривской тылакрыльской свиты изучена и закартирована вулканоструктура г. Длинной, сложенная гарцбургит-порфирами [13]. Очевидно, эти проявления ультраосновного магматизма в Пенжинско-Майнской миовулканической зоне связаны с развитием офиолитовых комплексов в Куюло-Каначанской системе глубинных разломов, которая рассматривается как след позднеэриасовской сейсмофокальной зоны Беньофа [9, 11].

В нижней части склона Марианской дуги, параллельно оси глубоководного желоба, обнаружены серпентинитовые диапиры [71]. На склонах Идзу-Бонино-Марианской и Тонга-Кермадекской мономинимарных систем широко распространены лавы бонинитовой серии [27, 58]. Независимо от того, относится ли бонинитовая серия к ранней стадии развития лиминарных систем или к структурному комплексу их фундамента (вопрос этот подлежит специальному исследованию), очевидно, что под кайнозойскими лиминарными системами близ сейсмофокальной зоны ультраосновная магма обладала высокой активностью и подвергалась контаминации "коровым материалом подошвы островных дуг" [46].

В Ванкуверской мономинимарной системе также известны проявления ультраосновного магматизма. Это небольшие многочисленные зональные дунит-клинопироксенитовые массивы, связанные с развитием грабенообразных структур позднеэриасовской вулканической зоны Gravina-Nutzotin [70].

Рифтоклинали - тектонические зоны с относительно кратковременным развитием и высокой активностью основного и ультраосновного магматизма, формировавшиеся вдоль границ срединных массивов, разнотипных геосинклиналиных систем, и при деструкции континентальной земной коры внутри срединных массивов.

По положению рифтоклиналей относительно срединных массивов и геосинклинальных систем различаются: краевые, следующие вдоль границ срединных массивов; внутренние, заложенные на срединных массивах; и пограничные, развивающиеся между разными геосинклинальными системами.

Возраст складчатости - наиболее распространенный и эффективный принцип мелкомасштабного тектонического районирования. В фундаментальном исследовании методики тектонического районирования континентов Н.П.Херасков приходит к выводу, что "термин "возраст складчатости" ... следует понимать не в буквальном (чисто структурном - В.Б.) смысле слова" [60, с.16], а как "приблизительное время окончания развития геосинклинальных систем и как переломную эпоху, после которой на данной площади развиваются ... негеосинклинальные формы и отложения [60, с.17, 18]. Определение "возраста складчатости" по времени замыкания геосинклинальных систем можно рассматривать как противопоставление класса геосинклинальных формаций классам платформенных и орогенных..." [60, с.46]. Возрасту складчатости в таком понимании отвечает время "общей инверсии геотектонических условий" в развитии геосинклиналей [2] и смены геосинклинального эндогенного режима орогенным [4, 6].

В северном секторе ТТП выделяются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные системы *мезозойской* (колымской, невадийской; поздняя турранний мел), *ларамийской* (конец позднего мела - начало палеогена) и *кайнозойской* (поздний миоцен) завершенной складчатости, которые в дальнейшем будут именоваться *мезозоидами*, *ларамидами* и *кайнозоидами* соответственно.

К мезозоидам на Северо-Востоке Азии относятся Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная, Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы; в Северной Америке - эвгеосинклинальные системы Междугорья и Оминска [75, 76], составляющие восточную часть пояса Фрэйзер [34], и миогеосинклинальная система Миллард, соответствующая поясу Миллард в границах, намеченных М.Кэем [34].

Ларамиды образуют Анадырско-Корякскую [8] и Кускоквимскую эвгеосинклинальные системы. Две эвгеосинклинальные системы (Олюторско-Камчатская и Чугач) выделяются и в составе кайнозид.

Длительность развития лиминарных и геосинклинальных систем соизмерима. В работах Ж.Обуэна [68, 69] и М.Г.Ломизе [38] показано, что для лиминарных систем характерна стадийность развития, подобная эвгеосинклинальным системам. Но проявляется она в лиминарных системах иначе и не столь отчетливо, как в эвгеосинклинальных. Поэтому и определение времени замыкания лиминарных систем - установление формаций и

структур, соответствующих эпигеосинклинальному молассовому комплексу геосинклинальных систем, - обычно затруднительно. В северном секторе ТТП выделяется три лиминарных системы: Тайгоноская, Ванкуверская и Талжитна. Заключительные стадии их развития в целом приходятся на поздний мезозой, но различаются возрастом, длительностью и особенностями проявления.

Заложение и развитие рифтоклиналей иногда хорошо коррелируется со стадиями тектогенеза сопредельных геосинклинальных систем, иногда же возможность такой корреляции представляется проблематичной. Поэтому на схеме (рис.2) показан установленный или предполагаемый возраст этих структур.

СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Срединные массивы - Охотский, Омолонский, Эскимосский и Юконский - являются характерными элементами структурного ансамбля северного сектора ТТП; они расположены на линии кратчайшего расстояния между Сибирской и Северо-Американской платформами (см.рис.1, 2). В целом массивы как бы транслируют границу между геосинклинальными системами мезозой, с одной стороны, лиминарными системами и кайнозоидами - с другой. Не исключено, что положение массивов отражает приблизительное распространение дорифейской земной коры салпического типа, которая в южном направлении сменялась гетерогенной и в целом более молодой, позднепротерозойской корой сланцево-базитового типа, заключающей блоки архейской континентальной коры [32, 66].

Самый крупный *Эскимосский срединный массив* (ЭСМ) занимает особое положение в строении гетерогенной континентальной земной коры, расположенной между Северным Ледовитым и Тихим океанами, так как представляет собой своеобразную область раздела Северо-Американских и Восточно-Азиатских фанерозойских структур ТТП. Выделение ЭСМ в границах, показанных на рис.1 и 2, признается далеко не всеми исследователями. Поэтому ниже приведены данные, характеризующие некоторые важнейшие особенности положения, строения и мезозойского этапа развития ЭСМ.

Параллельно северному краю ЭСМ простирается складчатая система хребта Брукса, относящаяся к АТП. С юго-востока, также параллельно границе массива, расположены структуры Кускоквимской эвгеосинклинальной системы (ларамиды). К северо-западному краю ЭСМ примыкают структуры Чукотской миогеосинклинальной системы (мезозоиды), а к западному и отчасти юго-западному - Анадырско-Корякской системы (ларамиды). На

шельфе Берингова моря граница ЭСМ проведена условно.

Общее простирание фанерозойских геосинклинальных систем по отношению к границе ЭСМ на Чукотке в отличие от Аляски резко дискордантное. Эта асимметрия структурных отношений, по-видимому, предопределила многие важные особенности строения и развития восточной и западной частей ЭСМ. Так, на западе в теле массива образовались внутренние рифтоклинали (Мечегменская и Золотогорская), а на востоке вдоль его границ сформировалась система краевых рифтоклиналей ("пояс Ангаючам" и его аналоги [78]). Северо-западная часть ЭСМ поднята, а южная и восточная опущены, перекрыты позднемезозойскими и кайнозойскими образованиями.

Архейский метаморфический комплекс фундамента и рифейско-палеозойский чехол массива лучше всего обнажены и изучены на полуостровах Чукотском и Сьюард [44, 66, 67, 78]. Пермские (?) - нижнетриасовые отложения заполняют Мечегменскую рифтоклиналь, разделяющую Северо-Чукотское и Южно-Чукотское поднятия ЭСМ.

Мезозой в геологической истории ЭСМ - время интенсивных и разнообразных деструктивных процессов. К началу мезозойского тектонического цикла (в позднем палеозое) западная часть ЭСМ, включавшая территорию полуостровов Чукотского и Сьюарда, представляла собой, по-видимому, единое крупное поднятие, разрушение которого началось в перми (?) заложением Мечегменской рифтоклинали. Главным деструктивным фактором, вызвавшим ее образование, был глубинный базитовый магматизм, на что указывают многочисленные интрузивы диабазов, габбро, их меланократовые и высокотитанистые разновидности.

Восточная половина ЭСМ, вероятно, была относительно опущенной, а сопредельные геосинклинальные структуры простирались параллельно его границам. Здесь развитие мезозойского тектогенеза привело к образованию краевых рифтоклиналей, характерным элементом которых являются офиолиты "комплекса Ангаючам". Продолжением этих структур на Чукотке возможно является позднетриасовая Вельмайская зона [56].

Раннемезозойский деструктивный процесс распространялся и на внутреннюю область ЭСМ. В восточной части п-ва Сьюард, от залива Нортон на север, прослеживается Kugruk fault zone с милонитизированными базитами, подвергшимися глаукофановому метаморфизму, и серпентинитами. Эта зона условно отнесена к внутренним рифтоклиналям. По-видимому, подобная структура, также субмеридионального простирания, прослеживается вдоль долины р. Уналаклит, непосредственно к востоку от залива

Нортон. Кроме этого, раннемезозойские зоны глаукофанового метаморфизма распространены в средней части п-ва Сьюард в номском кристаллическом комплексе [73, 78].

По-видимому, к позднему мезозою поднятая западная часть ЭСМ распалась на три обособленных блока-поднятия: Северо-Чукотское, Южно-Чукотское и Сьюардское. На начальной стадии позднемезозойского тектогенеза (в поздней юрнеокоме) широко и разнообразно проявился ультраосновной магматизм в Анадырско-Корякской геосинклинальной системе. Связанная с этими процессами деструкция континентальной коры ЭСМ охватила главным образом Южно-Чукотское поднятие, на котором образовались Золотогорская внутренняя рифтоклиналь и восточнее от нее несколько мелких впадин с проявлениями основного вулканизма. В этот же период развития на Южно-Чукотском и Северо-Чукотском поднятиях ЭСМ происходило внедрение субвулканических ультрамафитов (гарцбургиты, пироксениты, дуниты) усхэтеемского комплекса [16]. К поздней юре (?), неокому и, возможно, апту относится формирование мощных толщ преимущественно субаэральных андезитов и их туфов, базальтов и дацитов в бассейнах рр. Коюкук и Кобук [78].

В середине мела, когда происходило развитие ОЧВП, глубинный мантийный магматизм в Южно-Чукотском поднятии не прекращался. В этот период образовались матачингайский (гарцбургиты, пироксениты), куоватхыргынский (дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро) и эргувеемский (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, пироксениты) комплексы ультрамафитов [16]. По-видимому, близки им по возрасту та ультрамафитов, залегающие среди меловых вулканитов на междуречье Юкон - Уналаклит [78]. Тесное геологическое сонахождение ультрамафитов и резко преобладающих по объему известково-щелочных магматических комплексов ОЧВП свидетельствует об одновременном развитии в среднем мелу в северной части ЭСМ магматических очагов разных геосферных уровней.

В позднем миоцене - плейстоцене большая часть территории ЭСМ была охвачена щелочно-базитовым вулканизмом, ареалы которого образуют Берингийскую вулканическую провинцию [17]. На Южно-Чукотском поднятии, в районах заливов Креста и Провидения, в плейстоцене формируются сводовые поднятия с наложенными на них новейшими рифтовыми системами. Все это дает основание полагать, что деструкция континентальной коры ЭСМ продолжается и в настоящее время.

Фанерозойские геосинклинальные и лимнарные системы; зональность северного сектора ТТП. Основы представлений о тектонической и металло-

генетической зональности ТТП заложены работами Г.Штигле и С.С.Смирнова. В статье "О Тихоокеанском рудном поясе" С.С.Смирнов [51] обосновал выделение внешней, граничащей с дорифейскими платформами, и внутренней, прилегающей к океану, металлогенетических зон. В дальнейшем, главным образом на примере северного полушария Земли, было предложено [60, с.91] к внешней зоне ТТП относить мезозойды, а к внутренней - кайнозойды. С выделением в структуре северного сектора ТТП лиминарных систем (см.рис.2) правомерность такого подхода к районированию ТТП в целом не отрицается, но становится очевидной целесообразность изменения способа районирования и следующего за этим представления о границе между внешней и внутренней зонами.

В качестве границы между геосинклинальными системами внешней и внутренней зон северного сектора ТТП предлагается принять лиминарные системы. Граница в этом случае перестает быть некоторой условной линией. Она приобретает характер структурно-вещественного комплекса, занимающего определенное (значительное) пространство, характеризующееся своими особыми условиями геологического развития. Возраст складчатости геосинклинальной системы утрачивает при этом значение главного признака, что видно при сравнении положения ларамид в структурах Северо-Востока Азии и Аляски. В первом случае ларамийская Анадырско-Корякская система находится во внутренней, приокеанской области. На Аляске ларамиды Кускиквимской системы расположены между ЭСМ и лиминарной системой Талкитна, а поэтому входят в состав внешней зоны.

Тайгоноская лиминарная система, на Северо-Востоке Азии и Ванкуверская в Канадских Кордильерах расположены почти симметрично относительно ЭСМ и имеют примерно одинаковый размер. Между этими лиминарными системами и дорифейскими платформами находятся эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные системы мезозойд (внешняя зона ТТП) и срединные массивы. Со стороны, обращенной к океану (внутренняя зона), на Северо-Востоке Азии рядом с Тайгоносской лиминарной системой выделены ларамиды Анадырско-Корякской и далее - кайнозойды Олоторско-Камчатской систем. В Северной Америке внутренняя зона ТТП прослеживается в виде фрагментов кайнозойской геосинклинальной складчатой системы Чугач.

Заложение геосинклинальных систем мезозойд относится к рифею - раннему палеозою [53, 64, 72]. В раннем палеозое [76] началось развитие андезитовой геосинклинали в Островной зоне Ванкуверской лиминарной системы [14]. В позднем палеозое уже существовала андезитовая геосинклиналь Тайгонос-

ской лиминарной системы [11, 14]. По некоторым косвенным признакам начало ее развития может быть отнесено к раннему палеозою [19]. Самые древние эвгеосинклинальные формации Анадырско-Корякской системы (внутренняя зона ТТП) относятся к ордовики [19].

Таким образом, на Северо-Востоке Азии и в Канадских Кордильерах лиминарные системы (прежде всего их важнейшие элементы - андезитовые геосинклинали) эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные системы составляли сложный латеральный ряд тектонических зон, сосуществовавших в течение палеозоя и мезозоя (~ 500 млн лет). Замыкание геосинклинальных систем внешней зоны происходило в поздней юре - раннем мелу; лиминарных систем - в конце раннего и в позднем мелу; завершение развития геосинклинальных систем внутренней зоны приходится на конец мела - начало палеогена (ларамиды) и на поздний миоцен (кайнозойды).

Миогеосинклинальные системы мезозойд развивались на фундаменте, сложенном структурами архейской континентальной земной коры, фрагменты которой наблюдаются и в эвгеосинклинальных системах [53, 72, 77].

Толейт-базальтовые и офиолитовые комплексы в эвгеосинклинальных системах Междугорий и Оминка (мезозойды Канадских Кордильер) имеют соответственно каменноугольный-триасовый и позднедевонский-пермский возраст [75, 76]. В Алазейско-Олойской системе самые древние офиолиты относятся, вероятно, к венду (?) - раннему кембрию [64], более молодые (Алучинский комплекс) - к позднему палеозою [29, 53]. По современным мобилистским представлениям толейт-базальтовые и офиолитовые комплексы этих эвгеосинклиналей представляют собой либо новообразованную океаническую кору, возникшую вследствие растяжения более древней континентальной коры, либо - океанические террейны. Другая концепция предполагает, что под эвгеосинклиналями происходила деструкция континентальной коры, вызванная мантийным диапиризмом, следствием которого был толейт-базальтовый и офиолитовый магматизм. Разрушение континентальной коры возможно и сопровождалось образованием субстрата со свойствами коры океанического типа. Процесс этот правильно было бы называть базификацией или океанизацией [3, 5], но океаны в полном смысле слова на площадях развития таких эвгеосинклиналей не возникали [4, 6, 33, 63, 65].

Эвгеосинклинальные системы внутренней зоны ТТП развивались на позднепротерозойской гетерогенной коре [32, 66], сложенной преимущественно сланцево-базитовыми комплексами (мафический тип - [66]). По-видимому, Тайгоноская

и Ванкуверская лиминарные системы следуют вдоль зоны перехода между областями с салическим и мафическим типами докембрийской земной коры.

При вполне очевидной симметрии общей тектонической зональности структурный план геосинклинальных систем Канадских Кордильер и Северо-Востока Азии разительно отличен. Во внешней зоне (в мезозоидах) Канадских Кордильер геосинклинальные структуры следуют параллельно Ванкуверской лиминарной системе. В направлении от лиминарной системы к Северо-Американской платформе на всем протяжении Канадских Кордильер выделяются эвгеосинклинальные системы Междугорий и Оминека и миогеосинклинальная система Миллард.

Господствующее простирание структур в мезозоидах Северо-Востока Азии северо-западное, поперечное к простиранию Тайгоносской лиминарной системы. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система располагается внутри Верхояно-Чукотской области; она почти со всех сторон окружена миогеосинклинальными системами и только на междуречье Олая, Бол.Анюя и Анадыря граничит непосредственно с Тайгоносской лиминарной системой. Вдоль границы Алазейско-Олойской системы с миогеосинклинальными системами в позднем мезозое (в орогенную стадию развития мезозойского) образовались пограничные рифтоклинали северо-западного простирания: Южно-Анюйская на границе с Чукотской системой и Ильинь-Тасская на участке границы с Яно-Колымской системой.

Хотя северо-западное простирание является преобладающим в Верхояно-Чукотских мезозоидах, на всех мелкомасштабных картах хорошо видно, что складчатость Яно-Колымской системы подчиняется ориентировке границ Алазейско-Олойской системы, огибает ее. К юго-западу от Ильинь-Тасской рифтоклинали и вдоль северного края Алазейско-Олойской системы прослеживаются зоны краевых горст-антиклинальных поднятий, сложенных существенно карбонатными формациями палеозоя. К поднятиям примыкают синклинии, заполненные юрскими и верхнетриасовыми терригенными формациями. Эти структуры составляют почти непрерывную гигантскую петлю: от низовья р.Алазеи они тянутся на запад до р.Яны, где образуют крупную дугу и поворачивают на юго-восток; отсюда они следуют до верховья р.Колымы, а затем снова поворачивают на северо-восток и заканчиваются при впадении р.Балыгычан в р.Колыму.

Мощные рифейско-мезозойские седиментационные комплексы миогеосинклинальных систем Миллард, Яно-Колымской и Чукотской обладают близким формационным составом [53, 72], что указывает на сходство тектонических условий их

развития и длительные палеогеографические связи обширных шельфовых областей, усложнявшихся периодически возникавшими прогибами (иногда глубоководными) и поднятиями.

Палеозойские - раннемезозойские геосинклинальные системы внешней зоны Северо-Востока Азии и Канадских Кордильер могут быть сопоставлены с некоторыми окраинными морями современного обрамления Тихого океана. Так, несомненное подобие есть между Верхояно-Чукотской областью и морфоструктурой Южно-Китайского моря. Менее уверенно эвгеосинклинальную систему Междугорий (Канадские Кордильеры) можно параллелизовать с впадинами Нампо (Восточно-Филиппинская) и Хавр-Лау, ибо эти современные морфоструктуры находятся на значительном удалении от континентальных массивов, а рядом с ними нет шельфов, которые могли бы быть сопоставлены с миогеосинклинальной системой Миллард.

Внутренняя зона северного сектора ТТП построена по-разному на Северо-Востоке Азии и в Северной Америке. В азиатской части она занимает значительную площадь, включающую Коряжское нагорье, Камчатку, шельфы Охотского и частично Берингова морей, и состоит из двух разновозрастных эвгеосинклинальных систем - Анадырско-Коряжской (ларамиды) и Олюторско-Камчатской (кайнозойды). От полуострова Тайгонос до хребта Пекульной и побережья Анадырского залива, рядом с Тайгоносской лиминарной системой, прослеживаются структуры Анадырско-Коряжской системы. Это сложно устроенное тектоническое сооружение резко расширяется в северо-восточном направлении, где образуется крупная виргация его структур относительно западного края ЭСМ.

В геологической истории Анадырско-Коряжской системы устанавливаются два разных по длительности этапа эвгеосинклинального развития: палеозойский и позднемезозойский. Толлит-базальтовые и офиолитовые комплексы от раннепалеозойского до позднепалеозойского возраста обнаружены в разных частях этой системы, однако палеозойская структура и история развития Анадырско-Коряжского региона пока еще не могут быть восстановлены. Еще меньше данных о триасовом-среднеюрском этапе ее развития.

На Северо-Востоке Азии в поздней юре началась крупнейшая инверсия тектонических режимов. Верхояно-Чукотская область вступила в стадию эпигеосинклинального орогенеза. В Анадырско-Коряжской системе закладываются главные геосинклинальные прогибы, определившие общую тектоническую зональность системы, четко проявленную в ее современной складчатой структуре. Широкое распространение толлит-базальтовых и

офиолитовых комплексов, кремнистых отложений устанавливается в прогибах внутренней зоны системы, тогда как в ее внешней зоне, примыкающей к ЭСМ, резко преобладают обломочные вулканомиктовые толщи. Палеотектоническая обстановка на Северо-Востоке Азии в поздней юре - неокоме хорошо сопоставляется с современным морфоструктурным комплексом Курило-Камчатского и Охотоморского регионов [8, 9, 11].

В середине позднего мела, когда в Анадырско-Коряжской системе начинался эпигеосинклинальный орогенез, произошло четкое обособление Олюторско-Камчатской геосинклинальной системы, определились главные черты ее строения. Видимая в пределах суши часть Олюторско-Камчатской эвгеосинклинальной системы позволяет полагать, что она имела форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении (на юго-востоке и юге на Олюторско-Камчатскую систему наложены глубоководные котловины Берингова моря и Курило-Камчатская вулканическая дуга - лиминарная система), обладавшего хорошо выраженным зональным строением. В периферической, внешней, зоне распространены преимущественно терригенные флишеидные толщи позднего мела и палеогена. Во внутренней зоне различаются красная Ирунейская вулканическая геоантиклиналь, для которой характерны зональные дунит-клинопироксенитовые интрузивы, и Восточно-Камчатский прогиб, где распространены офиолитовые комплексы и вплоть до миоцена накапливались кремнисто-вулканогенные, граувакковые и флишеидные отложения. Возможным аналогом Олюторско-Камчатской системы мелового-палеогенового времени является современная система Ново-Гвинейского моря и его островного обрамления [9].

В Северной Америке к внутренней зоне ТТП относится эвгеосинклинальная система Чугач, структуры которой узкой полосой тянутся вдоль побережья Аляскинского залива и прослежены на островах Чичагова и Баранова. Система Чугач делится на внешнюю и внутреннюю (относительно океана) зоны. Во внешней зоне распространены преимущественно верхнемеловые флишевые толщи большой мощности и базальты. Нижнемеловые, юрские и триасовые, обычно сильно метаморфизованные базальты, глинистые сланцы, флишевые отложения, яшмы и радиолариты, содержащие тела ультрамафитов, обнажаются в краевой части внешней зоны, граничащей с лиминарными системами. Во внутренней зоне резко преобладают кайнозойские образования: флиш, базальты, офиолиты эоценового и отчасти палеоцен-позднемелового возраста в районе залива Принца Вильяма и на острове Кадьяк; флиш и континентальные угленосные отложения палеоген-неогенового возраста в районе залива Якутат. Система Чугач сильно сжата, слагающие ее геосин-

клинальные формации расчленены многочисленными разломами, зонами смятия [78]. Для тектонических зон типа системы Чугач было предложено название таллассогосинклинали [22], предполагающее, что формирование их происходило в обстановке глубоководного желоба рядом с вулканической дугой.

Нарушение общей симметрии тектонической зональности по возрасту складчатости обнаруживается, как отмечено ранее, на Аляске в юго-восточной части полуострова. К северу от Аляскинского залива, на долготе 145° (запад), структуры северного сектора ТТП испытывают поворот почти на 90°: с северо-западного, кордильерского, простирания на юго-западное - аляскинское, параллельное юго-восточному краю ЭСМ. На этой долготе андезитовая геосинклиналь Островной зоны Ванкуверской лиминарной системы сменяется андезитовой геосинклиналью системы Талкитна. Андезитовые геосинклинали названных систем как бы объединяются миоэвгеосинклинальной зоной Matanuska-Wrangell arc-trench gap [70].

Время формирования андезитовой геосинклинали (островной вулканической дуги) Талкитна относительно непродолжительное и датируется поздним триасом-ранней юрой. Уже в средней юре интенсивность вулканизма резко падает [78]. Нельзя однако исключать, что начало формирования этой структуры относится к более ранним периодам триаса, а возможно и к позднему палеозою, поскольку нет данных о фундаменте, на котором она была заложена.

Кускоквимская эвгеосинклинальная система в границах, показанных на рис.2, объединяет различные тектонические зоны. Ее юго-западная часть, занимающая бассейн р.Кускоквим, расположена между лиминарной системой Талкитна и ЭСМ; здесь широко распространены геосинклинальные формации позднего мезозоя. Меньшая, северо-восточная часть, занимающая бассейн р.Поркьюпайн, включена в состав Кускоквимской системы условно: по развитию здесь сравнительно мелких структур, таких как Livengood fish belt [78], сложенных поздне-мезозойскими геосинклинальными отложениями. Древнейшие эвгеосинклинальные формации Кускоквимской системы, как и Анадырско-Коряжской, относятся к ордовику. Палеозойские образования обеих систем имеют много сходного, но офиолитов в Кускоквимской системе значительно меньше, чем в Анадырско-Коряжской. Нижнемезозойские, существенно верхнетриасовые-среднеюрские, отложения имеют незначительное распространение и сравнительно небольшую мощность.

Поздне-мезозойский геосинклинальный цикл в Кускоквимской системе начался образованием кремнисто-вулканогенной формации (верхняя юра-нижний мел) и завершился накоплением флишевой

формации (альб-нижний сенон), мощность которой достигает 10 км. Во второй половине сенона и в палеогене здесь происходило формирование эпигеосинклинального молассового комплекса.

По аналогии с современными морфоструктурными комплексами Кукоквимскую эвгеосинклинальную систему в мезозое можно сопоставить с задуговой котловиной окраинного моря. В отличие от этого, одновозрастная Анадырско-Корякская система в позднем мезозое занимала пространство, отвечающее глубоководному желобу и отчасти океанскому ложу. Была ли непосредственная связь между этими системами в поздней юре-раннем мелу, когда формировались важнейшие элементы их внутренней структуры, можно лишь гадать. На возможность такой связи указывает система глубоких прогибов на краю шельфа Берингова моря, протягивающаяся от Бристольского залива до мыса Наварина [78]. Сложные сочетания и переходы глубоководных котловин Индонезийской островной системы, глубоководных желобов и сопредельных с ними площадей Тихого и Индийского океанов позволяют предполагать возможность подобных связей и в позднем мезозое в северном секторе ТТП.

Пространственное совмещение видимой юго-западной части мезозойской лиминарной системы Талкитна и северо-восточного фланга кайнозойской Алеутской лиминарной системы может быть свидетельством того, что они следуют вдоль единой глубинной структуры древнего заложения. При этом для мезозоя, в отличие от кайнозоя, можно говорить о "вступлении американской дуги в Азию". Наблюдается и вполне определенная структурно-пространственная аналогия в расположении Кукоквимской мезозойской геосинклинальной системы и глубоководных впадин Берингова моря относительно лиминарных систем Талкитна и Алеутской соответственно, а также ЭСМ.

Окраинно-континентальные пояса, Охотско-Чукотский вулканогенный и Береговой плутонический (ОЧВП и БПП соответственно), - крупнейшие позднемезозойские тектоно-магматические комплексы, сформировавшиеся вдоль границы геосинклинальных систем внешней и внутренней зоны северного сектора ТТП. Пространственная связь окраинно-континентальных поясов и лиминарных систем вполне очевидна. Однако если БПП Северной Америки расположен полностью внутри андезитовых геосинклиналей, то ОЧВП как геологическое тело более чем в 4 раза превосходит площадь Тайгоносской андезитовой геосинклинали. А существенно вулканогенной природе ОЧВП (при явном преобладании андезитов и базальтов) противостоят почти исключительно гранитоидные комплексы БПП. Различия окраинно-континентальных тектоно-

магматических поясов интересны тем более, что характер развития Ванкуверской и Тайгоносской лиминарных систем в мезозое был во многом сходен. В раннем мезозое, особенно в позднем триасе-ранней юре, интенсивный известково-щелочной вулканизм (с преобладанием базальтов-андезитов при подчиненном количестве дацитов-риолитов) проявлялся в андезитовых геосинклиналях Береговой и Островной зон Ванкуверской лиминарной системы и в Тайгоносской андезитовой геосинклинали. После заметного ослабления вулканической деятельности в средней юре зоны активного позднеюрского-неокомового вулканизма островодужного типа сильно сузились. В Тайгоносской системе вулканическая зона была "отжата" к северо-западу и располагалась непосредственно вдоль границы с Верхояно-Чукотскими мезозоидами [11, 15], в Ванкуверской системе одновозрастная вулканическая зона Gravina-Nutzotin [72] локализовалась на границе Островной и Береговой андезитовых геосинклиналей [14].

Развитие Тайгоносской андезитовой геосинклинали завершилось в раннем мелу образованием вулканогенно-осадочной молассы и внедрением сложных многофазных интрузивов (габбро, диориты, тоналиты, гранодиориты, трондьемиты, плагиограниты, граниты). Самые древние из известных интрузий, по-видимому, могут быть позднеюрскими.

Со среднего альба на Северо-Востоке Азии началось формирование ОЧВП. Субэкральный вулканизм альбского-раннесенонского возраста охватил как площадь Тайгоносской андезитовой геосинклинали (внутренняя зона ОЧВП), так и сопредельные с ней различные тектонические зоны мезозойских срединных массивов (внешняя зона ОЧВП). Кроме того, обширные ареалы субэкрального известково-щелочного вулканизма распространились на южную часть Чукотского полуострова и на Северо-Западное Приохотье; они образуют соответственно Восточно-Чукотскую и Западно-Охотскую фланговые зоны ОЧВП. Сложная структурная и петрологическая зональность (состав и петрохимические свойства вулканических и интрузивных комплексов) ОЧВП отражает зависимость условий развития вулканизма и состава продуктов магматической деятельности от особенностей строения и развития структур доальбского фундамента [11, 15].

Протяженность БПП Канадских Кордильер составляет 1 800 км, а максимальная ширина (севернее о-ва Ванкувер) достигает 200 км. Если в состав плутонического пояса включать позднемезозойские гранитоидные плутоны в лиминарной системе Талкитна, протяженность его увеличится до 2 500 км. Плутонический пояс Канадских Кордильер расположен почти полностью в пределах Береговой андезитовой геосинклинали. Возраст плутонических

пород пояса по U-Pb датам отвечает силуру-эоцену, но не менее 95% их объема сформировалось в течение юры-эоцена. Около 40% plutонического комплекса приходится на кварцевые диориты, 30% - на тоналиты и диориты; в его составе обычны также граниты и габбро. Горные породы комплекса характеризуются пониженным содержанием калия, повышенным - натрия и глинозема [72]. Из этого следует, что средний химический состав plutонического комплекса близок андезиту. По геологическим отношениям и радиологическим определениям возраста горных пород в БПП выделяются следующие интрузивные комплексы: палеозойский-позднетриасовый, раннеюрский, средне-позднеюрский, позднеюрский-раннемеловой, среднемеловой, позднемеловой и раннекайнозойский. Массивы трех первых комплексов, деформированные, испытавшие зеленокаменный метаморфизм, расланцованные, часто встречаются в виде блоков внутри плутонов позднеюрского-раннемелового комплекса, сложенных преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами. В последних также наблюдаются зеленокаменные изменения и зоны милонитизации, обычно крутопадающие, общего северо-западного простирания.

Одно из наиболее крупных образований БПП - среднемеловой интрузивный комплекс, по составу сходен с позднеюрским-раннемеловым. Становление большей части массивов комплекса происходило в интервал времени 110-95 млн лет, что отвечает ранней стадии развития ОЧВП. Минеральные парагенезисы горных пород, включающие "магматический эпидот" и гранат (альмандин-гроссуляр), дают основание полагать, что кристаллизация магмы начиналась на уровне нижней коры и сопровождалась быстрым подъемом кристаллизующихся тел в верхние горизонты земной коры [72, с.518]. В среднемеловых плутонах также наблюдаются зоны зеленокаменных изменений, милонитизации и расланцевания.

Позднемеловой интрузивный комплекс сложен преимущественно гранитами и гранодиоритами; среди них распространены порфировидные разности, которым нередко сопутствуют вулканогенные образования. Позднемеловые интрузивы распространены преимущественно в центральной и восточной частях БПП; они слабо затронуты тектоническим расланцеванием.

Раннекайнозойский (эоценовый) интрузивный комплекс, как и среднемеловой, является крупнейшей составной частью структуры БПП. Интрузивы комплекса располагаются по преимуществу в восточной и в западной зонах пояса; при этом в северной его половине они занимают господствующее положение, а в южной - подчиненное. В восточной зоне резко преобладают граниты и гранодиориты; горные породы часто имеют порфировидную

структуру, в тесном сонахождении с ними отмечаются небольшие кольцевые интрузивно-эффузивные структуры. В западной зоне прослеживаются узкие протяженные тела (~ 750 км - "Foliated tonalite sill"), испытавшие расланцевание и пластические деформации, состав которых меняется от тоналитов и диоритов до кварцевых монцонитов.

Интрузивный магматизм палеозоя, раннего мезозоя и поздней юры-раннего мела в БПП Канадских Кордильер может рассматриваться как последовательность событий, обусловленных естественным ходом развития Ванкуверской лиминарной системы. Но очевидно неправомерно полагать, что среднемеловой, позднемеловой и раннекайнозойский (эоценовый) интрузивные комплексы, составляющие не менее 75% площади БПП Канады, следует также рассматривать в качестве прямого продолжения этого процесса, тем более что "плутоны с K-Ar датами между 130 и 120 млн лет не характерны для Берегового plutонического комплекса" [72, с.518]. Можно было бы полагать, что среднемеловой-палеогеновый магматизм БПП вызван автономной тектоно-магматической активизацией, но это мало что дает для объяснения его природы.

Как отмечалось, формирование среднемелового интрузивного комплекса БПП совпадает по времени с ранней стадией развития ОЧВП. По отношению к более древним тектоническим элементам среднемеловые-эоценовые плутоны БПП занимают то же положение, что и внутренняя зона ОЧВП; при этом они расположены симметрично друг относительно друга и имеют одинаковый размер. Поэтому, вероятно, можно предположить некоторую общую причину и взаимосвязь развития этих структур.

В середине мела, в интервал времени 125-80 млн лет, образовалось ~ 50% площади океанической коры [74]. В Тихом океане доля среднемеловой океанической коры ниже, чем в океанах в целом.

Одно из наиболее выразительных проявлений асимметрии строения ложа Тихого океана состоит в том, что в его западной и северо-западной частях второй сейсмический слой океанической коры имеет позднемезозойский возраст, а в восточной и юго-восточной - только кайнозойский. Позднемезозойская базификация - океанизация сопровождалась обширными нисходящими движениями литосферы в океане и одновременным воздыманием континентальных массивов. Максимальная контрастность разнонаправленных движений этих мегаблоков локализовалась, вероятно, вдоль границы внешней и внутренней зон северо-западной части ТТП, что привело к образованию здесь Восточно-Азиатской системы окраинно-континентальных вулканогенных поясов [14].

В северном секторе ТТП в середине мела началось формирование на Северо-Востоке Азии

ОЧВП, а в Канадских Кордильерах - БПП. Объяснение тому, что в первом случае возник вулканогенный пояс, а во втором - плутонический, по-видимому, следует связывать с резким различием характера строения геосинклинальных систем Северо-Востока Азии и Северной Америки, при том, что общая зональность сохраняется и там, и там. Причиной этому может быть то, что структуры Северной Америки формировались в обстановке преобладающего сжатия, а Северо-Востока Азии - растяжения. На обстановку сжатия, в которой происходило развитие БПП, указывают и характерные для него зоны расланцевания, пластического течения горных масс, интенсивного динамометаморфизма.

Кайнозойская базификация-океанизация земной коры охватила восточную и юго-восточную части Тихого океана; в этот период в Южной Америке и в Мексике, рядом с самой обширной площадью океанизации, образовалась Южно-Американская система окраинно-континентальных вулканогенных поясов, соизмеримая с позднемезозойской Восточно-Азиатской [14]. На севере Тихого океана площадь кайнозойской базификации была намного уже, обстановка сжатия в Канадских Кордильерах продолжала преобладать; в БПП, теперь уже на всем его протяжении, образовался эоценовый плутонический комплекс.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Учение о геосинклиналях - крупнейшее эмпирическое обобщение геологии, составляющее основу методологии познания закономерностей строения и развития фанерозойских структур земной коры. Оно не превратилось в догму и открыто для наблюдаемых и открываемых исследователем новых данных о геологической реальности. Обстоятельная аргументация ведущего значения "геосинклинальной теории ... как базы для дальнейшего развития геотектоники" недавно дана Г.М.Власовым [25].

Возможность сопоставления современных морфоструктурных комплексов тихоокеанской зоны перехода океан-континент и тектонических структур континентальной земной коры северного сектора ТТП, показанная в статье, подтверждает известные слова Ж.Обуэна о том, что понятие геосинклиналь "...нельзя заменить понятием, основанным на познании современных явлений, изученных либо непосредственно по океанографическим исследованиям, либо косвенно по геофизическим данным. Такое понятие отражало бы лишь условия определенной эпохи (современной), не давая представления ни о прошлом, ни особенно о будущем... Геология - это кинофильм событий, тогда как современная эпоха - лишь неподвижные кадры" [45, с.7].

2. В состав северного сектора ТТП входят современные, активно развивающиеся тектонические структуры, прежде всего - Алеутская и Курило-Камчатская вулканические дуги и глубоководные котловины Берингова и Охотского морей. Если первые из них определяются как аналоги лиминарных систем геологического прошлого, то глубоководные котловины окраинных морей могут рассматриваться в качестве современных овалных эвгеосинклиналей. В такой интерпретации парагенезис современных морфоструктурных элементов вполне соответствует общей тектонической обстановке, сложившейся на Северо-Востоке Азии в палеозое и завершившей развитие в позднем мезозое. Принимая это, надо признать, что заложение Алеутской и Курило-Камчатской лиминарных систем и овалных эвгеосинклиналей Берингова и Охотского морей знаменует собой новый этап тектонического развития северного сектора ТТП, по значимости сопоставимый с предыдущим - палеозойско-мезозойским. Это предположение о возможности повторения тектонических обстановок надо соотносить с такими важными эмпирическими обобщениями, как (1) - возраст второго сейсмического слоя земной коры океанов, (2) - увеличение объема воды Мирового океана, (3) - ускорение (сокращение длительности) геотектонических циклов на протяжении истории Земли. Напомним, что в течение позднего мезозоя - кайнозоя (за последние 160 млн лет) произошли небывалые в истории Земли большеобъемные излияния базальтов, слагающих второй сейсмический слой земной коры океанов. За это же время объем воды Мирового океана увеличился на 260-580 млн км³ [50].

Позднемезозойская океанизация, охватившая всю северо-западную часть Тихого океана, не распространялась далее системы глубоководных желобов. И хотя Б.И.Васильев приводит убедительные доказательства молодости образования самих желобов [24, с.16, 17], положение их, несомненно, отражает древнюю глубинную границу разных эндогенных режимов в позднем мезозое: геосинклинального (внутренняя зона ТТП) и океанообразования (режимы глубоководных котловин и срединно-океанических хребтов - [6]). Океанообразование, по-видимому, мало влияло на развитие рядом геосинклинального режима, но резко усилило контрастность вертикальных движений вдоль границы внешней и внутренней зон ТТП, что вызвало формирование здесь окраинно-континентальных тектоно-магматических поясов.

С.Н.Бубнов был, вероятно, первым, кто показал, что "продолжительность циклов (геотектонического развития Земли - В.Б.) от древних времен к современности регулярно понижается" [23, с.217]. Это подтверждается развитием геосинклинальных

систем северного сектора ТТП, особенно его внутренней зоны. Возможно, фактор ускорения геотектонических процессов проявился и в том, что заложение новых тектонических систем (лиминарных - Алеутской и Курило-Камчатской, эвгеосинклинальных - глубоководных котловин Берингова и Охотского морей) началось до полного замыкания геосинклинальных систем внутренней зоны ТТП. Образование глубоководных котловин окраинных морей В.В. Белоусов [6] относил к проявлениям тафrogenного режима, противопоставляя его геосинклинальному эндогенному режиму. Мне представляется, что в отношении глубоководных котловин Берингова и Охотского морей правомерна и несколько иная постановка вопроса: тафrogenным эндогенным режимом начинается формирование овальных эвгеосинклинальных систем новейшего геотектонического цикла развития ТТП.

3. Требуется объяснения сохранения главных особенностей тектонической зональности северного сектора ТТП при резком различии структурного плана геосинклинальных систем его внешней и внутренней зон в азиатской и североамериканской ветвях. В качестве предположения можно допустить, что образование общей зональности было вызвано общим глубинным процессом, развивавшимся в зоне перехода Пасифик - дорифейские кратоны. Порождаемое этим процессом структурообразование в земной коре и на ее поверхности регулировалось устойчивыми полями напряжений в верхней литосфере, порождаемыми ротационным эффектом.

В области сочленения азиатской и североамериканской ветвей ТТП сохранился самый крупный блок дорифейской континентальной коры - ЭСМ, который во многом определил особенности развития структур Южной Аляски.

4. Результаты анализа тектонической структуры северного сектора ТТП могут быть использованы при сравнительном изучении региональной металлогении и в конкретизации представлений о металлогенических эпохах и провинциях. Не будучи специалистом в данной области, считаю возможным обратить внимание лишь на некоторые общие вопросы этих проблем:

а) металлогения, прежде всего золотоносность дорифейских срединных массивов как остаточных структур обширной области континентальной земной коры, деструкция которой привела к образованию геосинклинальных систем внешней зоны ТТП;

б) сравнение металлогении эвгеосинклинальных и миевгеосинклинальных систем мезозойского Северо-Востока Азии и Северной Америки как областей разных геодинамических условий развития;

в) сравнение металлогении ларамид Северо-Востока Азии и Аляски как структур внутренней и внешней зон ТТП соответственно;

г) металлогения окраинно-континентальных тектоно-магматических поясов Северо-Востока Азии и Канадских Кордильер;

д) кайнозойское рудообразование в современных вулканических дугах и металлогения лиминарных систем геологического прошлого северного сектора ТТП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.-Л.: ГНТК, 1941. 376 с.
2. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
3. Белоусов В.В. Развитие земного шара и тектогенез // Сов. геология. 1960. N 7. С.3-27.
4. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
5. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
7. Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли // Сов. геология. 1960. N 10. С.3-23.
8. Белый В.Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока СССР) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1962. Вып. 16. С.106-126.
9. Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. N 4. С.85-101.
10. Белый В.Ф. "Андезитовые" геосинклинали - новый тип структур Тихоокеанского сегмента земли // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С.13, 14.
11. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
12. Белый В.Ф. Зоны андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли // Сов. геология. 1981. С.108-117.
13. Белый В.Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 7. С.36-47.
14. Белый В.Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. N 5. С.23-32.
15. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
16. Белый В.Ф. Усхэтвеевский комплекс субвулканических ультрамафитов (Чукотский полуостров). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 121 с.
17. Белый В.Ф. Берингийская вулканическая провинция // Тихоокеан. геология. 1995. N 4. С.50-59.
18. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. Ч. I. 57 с. Ч. II. 65 с.

19. Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. Стратиграфия нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан, 1984. С.19-36.
20. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
21. Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып. 3. С.3-31.
22. Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1969. N 3. С.3-16.
23. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд. МГУ, 1960. 235 с.
24. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток.: Изд. Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с.; Ч. II. 242 с.
25. Власов Г.М. Геотектоника на распутье // Тихоокеан. геология. 1995. N 3. С.96-104.
26. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 717 с.
27. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана. М.: Наука, 1991. 260 с.
28. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
29. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн.1. 548 с.; Кн.2. 536 с.
30. Голубев В.М. Геодинамика и палеотектоника Берингово-оморского региона // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1994. Вып. 2. С.37-51.
31. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
32. Иванов О.Н. Верхний докембрий Северо-Востока России. Магадан: ДВО РАН, 1995. 45 с.
33. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
34. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд. иностр. лит., 1955. 192 с.
35. Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С.59-71.
36. Ломизе М.Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Вып. 3. С.48-69.
37. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма (на материале Кавказа, Карпат, Анд). Автореферат докт. дис. // М.: ИПКОН АН СССР, 1980. 35 с.
38. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального магматизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
39. Международная карта Циркум-Тихоокеанского магматизма. 1:10 000 000. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ Мингео СССР, 1982.
40. Милановский Е.В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1929. Вып. 4.
41. Муратов М.В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд. АН СССР, 1963. С.132-146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 92).
42. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. N 10. С. 47-67.
43. Найдин Д.П. Эдуард Зюсс (к 100-летию выхода в свет первого тома "Лица Земли"). // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1986. Вып.1. С.96-108.
44. Недомолкин В.Ф. Геология Эскимосского срединного массива. Автореферат канд. дис. Владивосток, 1977. 16 с.
45. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
46. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. М., 1987. С.39-64.
47. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
48. Пушаровский Ю.М. О "субдуктологии" в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеан. геология. 1994. N 4. С.3-13.
49. Родников А.Г. Соотношение астеносферы и структур земной коры окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1986. N 4. С.15-22.
50. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 261 с.
51. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. N 2. С.13-27.
52. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 1:1 500 000. 1977. Магадан: ГКП "Севостгеология", 1981.
53. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
54. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. 1:2 500 000. 1964 г. М.: ГУГК. Мингео СССР, 1966.
55. Тектоническая карта Северной полярной области Земли. 1:5 000 000. 1975 г. Л.: НПО "Аэрогеология" Мингео СССР, 1978.
56. Гынанкергаев Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения Запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т.296, N 3. С.698-700.
57. Умбгров Дж. Островные дуги // Островные дуги. М.: Изд. иностр. лит., 1952. С.5-96.
58. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
59. Хаин В.И., Шейманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях // Сов. геология. 1960. N 11. С.3-44.
60. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд. АН СССР, 1963. 119 с.
61. Шараськин А.Я., Закардидзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., 1982. С.210-220.
62. Шатский Н.С. Избранные труды. Т.1. М.: Изд. АН СССР, 1963. 622 с.
63. Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры // Изв. АН СССР. Серия геол. 1981. N 1. С.5-20.

64. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омuleвского поднятия // Стратиграфия и палеонтология Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С.5-27.
65. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
66. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
67. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Сов. геология. 1976. N 10. С.33-47.
68. Auboin J. Chaines liminaires (Andines) at chaines geosynclinales (Alpines) // IGC. 24 sess., section 3. Montreal. 1972. P.438-461.
69. Auboin J., Borrello A.V. Chaines andines et chaines alpines: regard sur la geologie de la Cordillere des Andes an parallele de l'Argentine moyenne // Bul. soc. geol. France. 1968. V. 8. P.1050-1070.
70. Berg H.C., Jones D.L., Richter D.H. Gravina - Nutzotin belt - tectonic significance of an Upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in Southern and Southeastern Alaska // U.S. Geol. survey prof. paper. 800-D. 1972. D1-D24 p.
71. Fryer P., Ambos E.L., Hussong D.M. Origin and emplacement of Marian forearc seamounts // Geology. 1985. V. 13. N 11. P. 774-777.
72. Geology of the Cordilleran orogen in Canada // Geology of Canada, no.4. Canada. 1992. 844 p.
73. Hannula K.A., McWilliams M.O., Gass P.B. Triassic or older blueshist facies metamorphism on the Seward peninsula: results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from the Nome group // Abstracts GSA meetings. 1991. N 1713.
74. Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. V. 19. P.963-966.
75. Monger J.W.H., Souther J.D., Gabriele H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model // Amer. Journ. of Sci. 1972. V. 272. P.577-602.
76. Muller J.E. Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island, and adjacent regions // Canadian Journ. of Earth Sci. 1977. V. 14. N 9. P.2062-2085.
77. Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordilleran // Publ. by the Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Spec. vol. N 8. 1966. 310 p.
78. The Geology of Alaska // The Geology of North America. V. G-1. The Geological Soc. of Amer., Inc. 1994. 1055 p.

Поступила в редакцию 2 апреля 1996 г.

V. F. Belyi

Tectonics of the northern sector of the Pacific belt

The northern sector of the Pacific tectonic belt (PTB) consists of the Verkhoyano-Chukotsk region, Kamchatka, Canadian Cordilleras, and South and Central Alaska. Here PTB has a boundary with the Pre-Riphean Siberian and North American platforms, and the Arctic tectonic belt. The distinguishing of major tectonic elements and zonation of PTB are carried out in accordance with the principles of geosyncline doctrine. Pre-Riphean median massifs, Phanerozoic eugeosyncline, miogeosyncline and liminaire systems, riftoclines and marginal-continental tectonic-magmatic belts are distinguished by structural-formational features in the region with the Earth's crust of continental type. By the age of folding, Phanerozoic structures are divided into mesozoids, laramides, and cenozoids. Besides, developing liminaire (volcanic arcs) and oval eugeosyncline (deep water basins of marginal seas) system are also distinguished. In the description of zonation of northern sector of PTB the possibility of comparison of tectonic plans of geological past with modern morphostructures of transition zone of the ocean-to-continent transition zone is shown. The stability of general tectonic zonation in the systems of Northeastern Asia and Canadian Cordilleras and a sharp difference of structural plans of these regions are revealed. This fact can be explained by the predominance of compression in the east (cordilleras) and tension in the west (northeastern Asia) resulting from rotation effect. The Eskimo median massif, liminaire systems and marginal continental tectonic-magmatic belts are characterized in the paper in detail. The trends of comparative regional metallogenic investigations are proposed.

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫ (ЮГО-ВОСТОК АЗИИ)*

Б.М. Чиков*, Вей Жоулин**, Ли Чжичунь**

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

**Институт геотектоники АН КНР, г. Чанна.

Разработана новая схема тектонического районирования ЮВ Китая и прилежащих районов Северного Вьетнама с выделением мозаично-глыбового террейна активизированной платформы Янцзы и обрамляющих коллизионных поясов. К главным типам структурных элементов активизированной платформы отнесены реликтовые глыбы (Сычуань, Эрхай, Сюфэншань и др.) и две разновидности структур активизации: области упорядоченных малоамплитудных деформаций чехла (Уян, Хуншуй и др.) и области глубокой тектоно-магматической переработки первичной структуры (Сянцзян, Шунтяй и др.). Дан сравнительный анализ региональной нефтегазоносности основных типов структур активизированной платформы и выделены районы с различными перспективами обнаружения месторождений нефти и газа. Рассмотрено влияние тектонической активизации в мезозое и кайнозое на условия частичной деструкции, деградации и перераспределения углеводородных скоплений. Наряду с бассейнами первичной концентрации углеводородов выделены категории структур, в которых газовые залежи являются результатом миграции и вторичной концентрации углеводородных соединений.

Активизированная платформа Янцзы (АПЯ) - это крупная тектоническая провинция ЮВ Азии, включающая территории ряда административных районов Китая (Сычуань, Хубей, Хуннань, Гуанси, Юньнань), а также значительную часть Северного Вьетнама. По периметру АПЯ обрамлена сложными структурными системами (коллизионными поясами) Циньлин-Дабешань, Тан-Лу, Лунменьшань и Индосиний*. Форма АПЯ в плане напоминает слегка деформированный параллелограмм с противоположными парами заостренных и округленных углов, что придает этой фигуре вид сигмоиды левостороннего вращения. Границы АПЯ имеют преимущественно шовный характер; затруднения с определением ограничений этой тектонической провинции возникают лишь в краевых зонах тектоно-магматической активизации.

По типам геологических формаций и соотношениям главных тектонических комплексов региона установлена преемственность наблюдаемой структуры АПЯ от ранее существовавшего древнего "Синийского кратона" [3,9]. Систематизированные данные по региональной стратиграфии и палеогеографии [10,24,35] показывают, что платформенный тип терригенно-карбонатных отложений был свойствен региону Янцзы с позднего докембрия до среднего триаса включительно. Частичное и

периодическое его осушение, начиная со среднего палеозоя, существенно не меняло общей картины. По-видимому, вопрос о существовании на юго-востоке региона "каледонской геосинклинали" нуждается в дополнительном обсуждении, поскольку палеотектонический анализ не подтверждает здесь типично геосинклинальных условий (см. дискуссию).

Предложение Чен Года рассматривать тектоническую провинцию Янцзы в качестве активизированной платформы имело важные следствия. Для нас особое значение имеют два его заключения: 1) активизированная платформа развивалась на структурной основе типичной древней платформы в процессе тектонических движений внегеосинклинального типа и 2) осадочные и магматические формации древней платформы, ее полезные ископаемые полностью наследуются, а также дополняются новообразованными формациями и новыми типами структур этапа дива [12]. Эти представления остаются актуальными до настоящего времени. Более того, концепция активизированной платформы не противоречит и современным геодинамическим теориям: активизация региона Янцзы рассматривается в качестве результата внутриконтинентальной коллизии малых плит и, как следствие, формирования в наблюдаемом виде мозаично-блокового террейна Янцзы и окружающих коллизионных поясов [16,28,29,41 и др.]. Следует подчеркнуть, что

* Статья публикуется в дискуссионном порядке.

** Существуют и иные мнения по поводу размеров и ограничений АПЯ.

геодинамическая активность региона достаточно высока и в настоящее время [21].

Развитие концепции активизированной платформы, как и дейтерогенеза в целом [1, 13], новые результаты систематических геологических съемок [25-27], а также разработка общих принципов районирования земной коры, в том числе платформ и областей дейтерогенеза [6], позволяют сделать новую попытку детализации известных схем активизированной платформы и на этой основе рассмотреть закономерности региональной нефтегазоносности.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ

Еще в 60-е годы Чен Гоа [12] предложил выделять три масштабных ранга "тектонических подрайонов областей дива": 1) системы сводов и дива (впадин) → 2) ряды сводов и дива → 3) единичный свод и дива. Его иерархия была построена "по главным особенностям тектонических движений", а методологический подход определялся интерпретацией условий формирования структур дива и активизированной платформы в целом. Эта идеология активно развивалась и в последующие годы [13 и др.]. Иной подход при классификации тектонических подрайонов областей дива возможен на основе структурных (структурно-вещественных) парагенезов [4,6,7].

Предлагаемая нами систематика, или упорядоченная система классификаций типов структур разного ранга (Табл. 1), также иерархическая. В этой системе классификаций последовательно учитываются руководящие признаки деления: 1) тектонический тип структуры (реликтовые и полноактивизированные), 2) характер и интенсивность преобразований, 3) тип деформаций и плановая конфигурация

с учетом денудации (для блоков). При дальнейшем ветвлении систематики, или детализации строения АПЯ, каждая группа структур может расчленяться по другим руководящим свойствам. Например, зоны тектоно-магматической активизации удобно различать по типам магматических или метаморфических формаций, зоны малоамплитудных деформаций и плитные блоки - по структурным ярусам (на денудационной поверхности или в объеме); в щитовых блоках могут выделяться зоны гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных структур и т.п. На детальном уровне районирования выбор признаков деления (классификации) тектонических зон осуществляется исследователем с учетом стоящих перед ним задач: анализ специфических структур или парагенезов, в том числе рудоконтролирующих, анализ перспектив нефтегазоносности, локальный металло-генический прогноз и т.п. Поэтому такие виды районирования называются специализированными.

Выделенные типы структур АПЯ не строго дискретны, так как классификации всех иерархических уровней систематики имеют качественный характер, позволяющий устанавливать лишь первую степень упорядоченности. Более того, в природе существуют всевозможные переходные парагенезы, для описания которых необходимо либо ввести новые классы (что усложняет систематику), либо путем дополнительных условий расширять содержание уже выделенных типов структур.

Впадины дива по отношению к общей структуре АПЯ являются наложенными, несмотря на прямую связь с процессами активизации. Своим положением, размерами, морфологией и ориентацией эти впадины подчеркивают особенности региональной структуры АПЯ. В одних случаях они указывают на устойчивое блоковое строение

Таблица 1

Систематика типов тектонических структур активизированной платформы

Активизированная платформа						
Реликтовые структуры (система блоков, массив)			Структуры активизации			
Межблоковые структуры	Блоковые структуры (блоки)		Структуры малоамплитудных деформаций		Структуры глубоких деформаций (тектоно-магматической активизации)	
	Щитовые (структуры фундамента)	Плитные (структуры чехла)	Мозаичные (мозаично-блоковые)	Ориентированные (зональные)	Ориентированные (авлакостреины)	Мозаичные (мозаично-блоковые)
Приразломные системы деформаций	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Расчленение на основе неоднородностей формационных парагенезов субстрата, в т.ч. с учетом плутонических или метаморфических "тел включения" для областей тектоно-магматической активизации						
Наложённые комплексы и структуры этапа дива						

деструкции или степень упорядоченности структуры основания (удлиненные приразломные впадины-грабены).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ

К настоящему времени имеется ряд авторитетных схем тектоники региона Янцзы. Прежде всего, это части мелкомасштабных тектонических карт и схем Китая [14,20,31 и др.], где выделение тектонических районов базируется на идеях возраста складчатости, консолидации "основания" или специфики развития.

Предлагаемая схема тектоники АПЯ (рис. 1) построена на принципах наблюдаемых структурно-формационных парагенезов, и ее теоретической основой является систематика типов структурных элементов региона (см. выше).

а. Остаточно-глыбовые структуры

Основную группу тектонических элементов АПЯ составляют остаточные глыбы ранее существовавшей Синийской платформы. Они образуют подобие глыбового каркаса провинции - мозаики глыб, а их структурный парагенез определяется ассоциацией структур древнего докембрийского складчато-метаморфического фундамента и перекрывающего его относительно слабо деформированного фанерозойского чехла, что оправдывает использование термина "платформа" применительно к региону Янцзы. В этот парагенез входят и ареальные

наложенные впадины (дива), что позволяет учитывать особенности дива-этапа.

Глыбы АПЯ образуют две ассоциации: западную, Юньнань-Сычуаньскую, и внутреннюю, Наньпань-Сюфэншаньскую. Эти ассоциации глыб разделены обширной областью (поясом) упорядоченных малоамплитудных складок бассейна р. Чан (верховье Янцзы) и ее правого притока У; внутри ассоциаций глыбы отделены друг от друга узкими зонами малоамплитудных деформаций, а также авлакострейнами (см. далее). Обособленное положение занимает глыба Хубей на севере региона (см. рис. 1).

Монолитность "глыб" весьма относительна, и они выделяются только на основе противопоставления более преобразованным частям активизированной платформы, представляя собой относительно компактные системы блоков, иногда образующих довольно сложную мозаику (глыба Куньмин).

Наиболее однородной и устойчивой, по-видимому, является глыба Сычуань, о чем свидетельствует сохранившийся, практически недеформированный чехол отложений синия-триаса (рис. 2), а также перекрывающие (предохраняющие) его молассоиды наложенной впадины (бассейн Сычуань). Кроме того, эта глыба находится в районе с относительно спокойной современной динамикой. В отличие от нее глыбы Эрхай и Куньмин, располагающиеся в западном углу "параллелограмма Янцзы", находятся

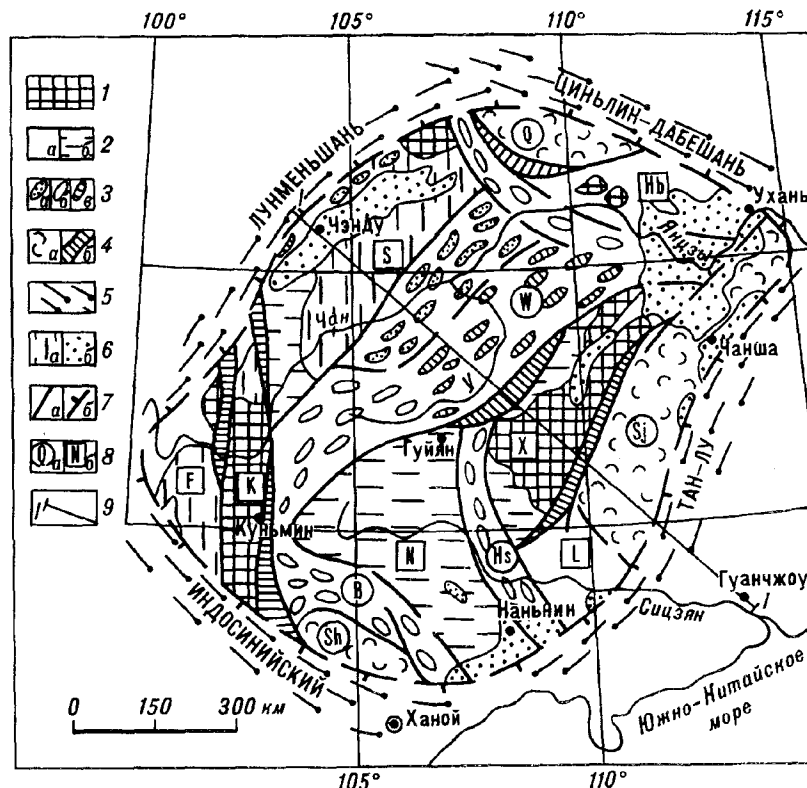


Рис. 1. Тектоническая схема региона Янцзы

Активизированная платформа (1-4):

- 1 - выступы фундамента и нижние горизонты чехла глыбовых структур; 2 - нижний - средний палеозой чехла глыбовых структур (а) и верхний палеозой - триас (б);
- 3 - зона малоамплитудных деформаций с отложениями преимущественно: а - P₂₁-Т, б - P₂₃-Т, с - J; 4 - области тектономагматической активизации (а), в том числе авлакострейны (б); 5 - коллизийные пояса обрамления активизированной платформы; 6 - наложенные впадины с отложениями юры (а), а также мела и палеогена (б); 7 - крупные разломы (а), в том числе ограничивающие платформу (б); 8 - индекс глыбовых структур (а) и зон активизации (б); 9 - линия структурного и палеофациального профиля.

Буквенные обозначения:

1. Глыбовые и мозаично-блоковые массивы: Е - Эрхай, К - Куньмин, S - Сычуань, N - Сюфэншань, L - Лиян, Нв - Хубей.
2. Зоны малоамплитудных деформаций: В - Северный Бакбо, Н - Хуншуй, W - Уян.
3. Зоны глубокой тектономагматической активизации: Q - Южный Циньмян, Sj - Сянцзян, Sh - Шунтяй.

в сейсмически активном районе, где магнитуда землетрясений достигает 7-8 баллов [21]. Их "активизация" более интенсивна, хотя Эрхай тоже находится в погруженном состоянии, имеет относительно полный чехол (Sn-Mz₁) и частично перекрыта молассоидами юры-палеогена. В глыбовой структуре Куньмин на поверхность выведен фундамент и нижние горизонты чехла, и ее геологическая структура представляется усложненной. Также высока степень раздробленности относительно поднятой глыбы Сюфэншань (Xuefengshan), к которой с востока прилегает область тектономагматической активизации Хуннань.

Необходимо обратить внимание на глыбу Наньпань, которая намечается по результатам нашего анализа в бассейне верхнего течения одноименной реки Хуншуйхэ. Это область относительно слабых блоковых дислокаций в поле развития триасовых отложений с редкими выступами палеозоя. Она обрамлена зонами упорядоченных дислокаций периода активизации: Хуншуй (восток), Люпаньшуй (север) и Северного Бакбо на юго-западе (см. рис. 1).

Во всех случаях внутриглыбовые блоки имеют угловато-изометричную форму и разный уровень денудации, что подчеркивается контрастными соотношениями выходов на поверхность разновозрастных формаций. В случае полной денудации чехла структура блока определяется щитовой (по типу щита платформы), а при наличии чехла структура блока соответствует плитному типу.

Аномальный по сложности характер имеют внутриглыбовые (межблоковые) зоны. В эту группу включены как морфологически выраженные (граничные) разломы, так и разнообразные приразломные структуры на границах блоков с различным характером движений: килевидные и гребневидные складки, асимметричные перегибы слоев типа флексур и моноклиналей, узкие зоны катаклаза породных массивов и пр.

б. Структуры активизации

Вторую основную группу структурных элементов АПЯ, образованных уже в эпоху активизации и олицетворяющих дива-стадию, представляют зоны более интенсивных эпиплатформенных деформаций. Это могут быть зоны малоамплитудных концентрированных дислокаций чехла со слабо расчлененным фундаментом (Люпаньшуй, Чан, Хуншуй и др.), но также зоны с глубокой перестройкой, когда в деформации вовлечены не только чехол, но и фундамент древней платформы.

В районах малоамплитудных деформаций платформенного чехла АПЯ наблюдаются мозаичные и эшелонированные системы разномасштабных блоков, моноклиналей, флексур и разломов, создающих видимость складчатости сложного типа. Поэтому на известных тектонических картах и схемах здесь нередко выделяются пояса каледонской, варисской или яншаньской складчатости [23, 26, 31]. Но систематизированные в конце 80-х - начале 90-х годов результаты геологических съемок показывают, что несмотря на относительно расчлененный рельеф региона Янцзы, границы стратиграфических единиц находятся практически на одних гипсометрических уровнях: они "описывают" пологое залегание платформенного чехла, покоробленного в той или иной степени малоамплитудными разломами. Лишь в локальных зонах приразломных дислокаций амплитуда превышает мощность этого чехла и на поверхность выводятся мелкие блоки фундамента (рис. 2).

Наиболее характерным представителем районов малоамплитудных деформаций является пояс Уян (рис. 1). Его деформационный тип определяется также блоковым характером расчленения основания. Это хорошо видно в бассейне нижнего течения одноименной реки, где деформирован весь разрез фанерозойского чехла от кембрия до триаса [25]. Рисунок деформаций в плане представляет собой

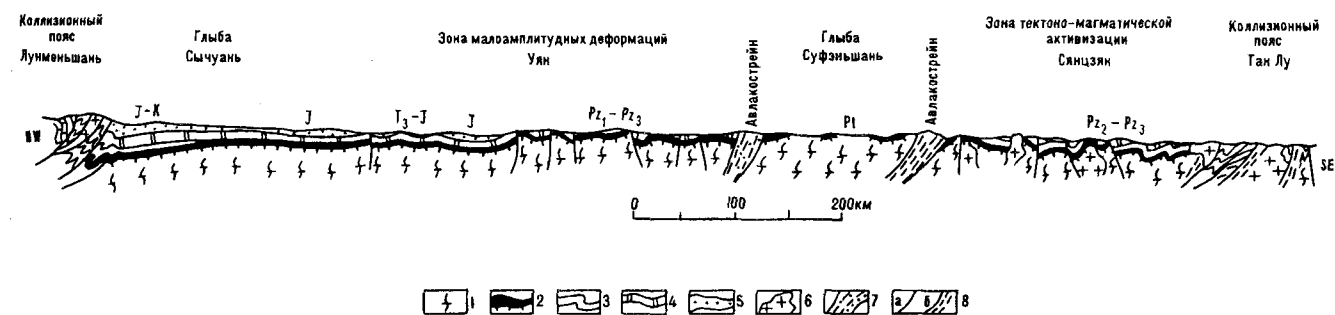


Рис. 2. Схематический структурный профиль по линии Чэнду-Гуйчжоу

1 - протерозой фундамента, 2 - нижний комплекс чехла (Sn-O), 3 - средний палеозой, 4 - средний палеозой - нижний мезозой, 5 - комплексы наложенных впадин (J-K), 6 - гранитные плутоны, 7 - плутоно-метаморфические комплексы авлакострейнов, 8 - морфологически выраженные разломы (а), в т.ч. с зонами смятия (б).

систему ромбовидных блоков, прямолинейные ограничения которых ориентированы преимущественно в меридиональном и северо-восточном (около 50°) направлениях. Соответственно длинные оси ромбоэдров указывают общее направление "складчатости" ($\sim 30-40^\circ$). Эти ромбоэдры соизмеримы по величине ($S \approx 1000-2000 \text{ км}^2$) при соотношении осей 1:1,5 - 1:3. Они образуют четковидные цепочки, на мелкомасштабных картах изображаемых в виде ориентированных систем складок [18]. Это неточно, но логично, ибо поверхности ромбоэдров представляют собой малоугольные (до 10°) моноклинали или участки субгоризонтального залегания слоев с возрастом CS; зоны разграничения намного уже и представлены пермотриасом. Встречаются также и обратные соотношения, когда ромбоэдры представлены пермотриасом, а узкие зоны разграничения - более древними породами, образующими асимметричные антиклинали.

Денудационный срез в поясе Уян неодинаков, поэтому на поверхности наблюдаются формационные комплексы с возрастом от синия и раннего палеозоя до триаса и юры. В схеме представляется целесообразным выделить три подзоны с преимущественным развитием отложений разного возраста (см. рис. 1): Эньши (преимущественно Pz_1-T ; в синклиналиях Pz_3-T), Люпаньшуй (преимущественно Pz_3-T) и Чан (преимущественно J; в антиклиналиях T). Последняя обычно относится к краевой деформированной зоне глыбы Сычуань и содержит крупные участки (блоки) недеформированных отложений [17]. Зона Чан служит примером постепенного перехода глыбовой структуры Сычуань в область малоамплитудных деформаций Уян.

Аналогичный характер, но более скромные масштабы, имеют зоны малоамплитудных деформаций, ограничивающие систему блоков, или глыбу, Наньпань с востока (зона Хуншуй) и юго-запада (зона Северного Бакбо). Здесь наряду с ориентированными системами штамповых, килевидных и гребневидных складок также встречаются участки мозаичного строения с малоамплитудной деформацией отложений от среднего палеозоя до триаса включительно.

Наиболее своеобразны проявления активизации в районах глубоких деформаций АПЯ, или зонах тектоно-магматической активизации. Принципиальная особенность этих структурных зон - наличие в парагенезе магматических и динамометаморфических породных ассоциаций в объемах, позволяющих их картирование и отображение на тектонических картах заданного масштаба. Типизация таких парагенезов по составу интрузий или составу стресс-формаций приближает нас к вопросам регионального металлогенического анализа, поскольку эти породные

ассоциации зачастую входят также в состав рудоконтролирующих парагенезов. Но эти же парагенезы обычно являются запрещенными для областей нефтегазогенерации (НГ-генерации).

Специфическим типом структур глубокой активизации являются авлакоостреины - крупные приразломные системы концентрации деформаций: сложных складок, моноклиналей, зон дробления, развальцевания и сланцеватости. Чаще они встречаются в краевых частях террейна Янцзы, где коллизионные механизмы проявляются сильнее, но также встречаются и во внутренних частях, разделяя блоки с различной динамикой. Как правило, в авлакоостреинах наблюдаются нехарактерные для глыбовых структур крупные сдвиги, частое чередование блоков и пластин разновозрастных формаций в густой сети разломов, обилие динамокластитов (брекчий, катаклазированных пород и различных милонитов); нередко здесь встречаются рои даек и мелких штоков интрузивных пород, а также метасоматиты. Обычно эти концентрации деформаций прекрасно дешифрируются на космоснимках [32,33].

Нередко в авлакоостреинах наблюдается и стресс-метаморфизм сдвига с формациями типа кварц-серицитовых, хлорит-кварц-слюдистых, кварц-карбонатных сланцев с линзовидными концентрациями мрамороподобных карбонатных пород или кварцитов, в которых широко развиты структуры течения. Примером могут быть стресс-формации авлакоостреинов в районе Шонгтяй (Сев. Вьетнам), где с ними ассоциируют также базит-гипербазитовые ассоциации обычно в меланжевом состоянии [8, 11].

Характерным примером площадных структур глубокой перестройки АПЯ является Сянцзянская зона тектоно-магматической активизации (см. рис. 1,2). В ее структурном парагенезе: мелкие изометрично-угловатые блоки щитового и плитного характера, ориентированные и мозаичные деформационные зоны с широким возрастным спектром отложений (Sn-T), узкие системы моноклиналей вдоль крупных дугообразных разломов общего северо-восточного простирания, гранитоидные плутоны сложной конфигурации; в парагенез входят также многочисленные мелкие наложенные впадины, выполненные молассоидами (K-Kz) и ориентированные также в северо-восточном направлении. Особенности глубинной структуры на юге зоны Сянцзян подчеркивают субширотные цепи гранитоидных тел, по-видимому отражающие некоторые общие закономерности строения земной коры [40]. Несомненна связь активизации этой зоны с коллизионными процессами в поясе Тан-Лу, который формировался в мезозое на "первичной платформе Янцзы", имевшей продолжение далеко на восток [39]. Современная граница АПЯ определяется зоной разлома Танчен-Луцзян (Tancheng-Lujiang) [36].

Таблица 2

Условия накопления органического вещества (ОВ) и нефтегазогенерации

Возраст	Тип нефтегазоносных отложений	Характерные горизонты и их относительное положение в разрезе			Тип керогена	Районы седиментации
		генерация ОВ	коллектор	покрышка		
J	Терригенные, частично угленосные			II, III I, II	Центральная и Вост. Сычуань	
T ₁₋₂	Известняки с горизонтами песчаников и аргиллитов			I	Центральная и Вост. Сычуань, СЗ Хуннань, ЮЗ Хубей, СЗ Гуйчжоу	
P C ₂	Существенно известняковые			II, III	Сычуань, Ц и СЗ Хуннань, В Юньнань, ЮЗ Хубей, ЮЗ и В Гуйчжоу	
S	Песчанико-аргиллитовые			I, II	В Сычуань, СЗ Хуннань, ЮЗ Хубей	
O	Существенно известняковые с аргиллитами и песчаниками в низах			I	В Сычуань, СЗ Хуннань, ЮЗ Хубей, З Гуйчжоу, В Юньнань,	
Є	Известняково-доломитовые с терригенными в низах			I I, II	В Сычуань, ЮЗ Хубей и СЗ Хуннань	
Sn	Преимущественно доломитовые			I	Там же	

I - сапропелевый; II - гумусово-сапропелевый; III - гумусовый

Янцзы", имевшей продолжение далеко на восток [39]. Современная граница АПЯ определяется зоной разлома Танчен-Луцзян (Tancheng-Lujiang) [36].

Сложной представляется картина тектоно-магматической активизации на северной окраине АПЯ, где коллизионные процессы концентрировались в узком поясе Циньлин-Дабешань (см. рис. 1). Здесь участки блокового строения перемежаются с зонами глубоких и малоамплитудных деформаций, имеют место большеамплитудные надвиги [27]. Ситуация осложнена широким развитием наложенных формаций позднего мезозоя-кайнозоя.

Таким образом, мезозойская активизация в районе Янцзы сопровождалась деструкцией континентальной плиты и формированием нового типа тектонической провинции. Представляется, что главные особенности тектоники этой провинции определяются ассоциацией (парагенезом) реликтовых блоковых структур и двух главных типов структур активизации. Естественно, что активизация сопровождалась также разломообразованием. Концентрации разрывных нарушений, особенно сдвигового характера, в значительной степени определяют стиль и интенсивность структурной конверсии АПЯ. На тектонической схеме (рис. 1) разломы играют двойную роль: 1) входят в структурный парагенез тектонических элементов региона (см. выше) и 2) выполняют функцию граничных элементов. Мозаично-глыбовый стиль тектоники активизированной платформы противопоставляется окружающим ее поясам коллизии с ориентированно-зональным типом строения, широким развитием региональных сдвигов (надвигов) и интенсивно проявленным зональным стресс-метаморфизмом породного субстрата.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ РЕГИОНА ЯНЦЗЫ

Известно, что в области АПЯ принципиально нефтегазоносны отложения широкого возрастного диапазона от синия до палеогена включительно. Это преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные формации платформенного типа, а также терригенные толщи наложенных впадин, или дива структур [15,34,38]. Палеогеографический анализ [10,26] показывает, что формирование углеводород-содержащих отложений происходило в условиях мелководно-морских, прибрежно-лагунных и лагунно-континентальных бассейнов седиментации. По характеру разреза осадочных пород и поисковым данным намечается 12 возрастных уровней генерации углеводородов: Sn₂, E₁, E₂₋₃, O₁, O₂₋₃, S₁₋₂, P₁¹⁻², P₁³, T₁, T₂, J, а также эоцен. Для краткости генерализованные сведения о первичных бассейнах генерации углеводородов и типах отложений сведены в табл. 2. Эта таблица показывает, что условия НГ-образования

были благоприятны на большей части региона Янцзы, причем преобладающими типами керогена были сапропелевый и гумусово-сапропелевый. Структура разреза была вполне благоприятна и для концентрации углеводородных соединений, поскольку наблюдается устойчивое чередование слоев с высокими коллекторскими свойствами и "покрышек".

Однако процессы тектонической активизации существенно повлияли на состояние первичных НГ-залежей. Наиболее отрицательно они сказались в зонах тектоно-магматической активизации и авлакострейных, где первичные залежи в отложениях Sn-T практически полностью деградировали. Для этих районов некоторые перспективы связаны с послеколлизионными структурами дива, в которых континентальные отложения K-Kz могут содержать углеводородные скопления.

Наряду с зонами глубокой перестройки, практически бесперспективны щитовые блоки глыбовых массивов АПЯ, где осадочный чехол в значительной степени денудирован (глыбы Куньмин, Суфэншань - см. рис. 1). Также малоперспективны и области малоамплитудных деформаций в тех частях, где активизация проявилась относительно высокой концентрацией разломов и деструкцией первичных НГ-содержащих структур. В то же время, можно предполагать по периферии зон деструкции наличие благоприятных условий для перераспределения углеводородов и их концентрации в новых ловушках.

В целом с позиции геологического прогноза областей промышленных залежей нефти и газа в пределах АПЯ представляются перспективными глыбовые структуры с сохранившимся осадочным чехлом, области умеренных деформаций платформенного чехла (Sn-T), а также крупные структуры дива (наложенные впадины).

На рис. 3 показаны основные НГ-носные структуры АПЯ, потенциально перспективные районы, а также области с неясными перспективами и бесперспективные в принципе.

Наибольший интерес представляет северо-западная часть активизированной платформы, где расположена глыбовая структура Сычуань, прилежащие зоны малоамплитудных деформаций и одноименная дива впадина. Это одна из важнейших НГ-носных провинций Китая с высокой плотностью промышленных залежей горючего газа, а во внутренних частях и нефти. Характерно, что это и один из двух известных в стране районов промышленных залежей углеводородов в синийских слоях (месторождение газа Вейюань (Weiyuan)) [30,42]. Главной особенностью тектоники этого района является пространственное совмещение реликтового блока древней платформы и наложенной впадины активного синтетектонического осадконакопления.

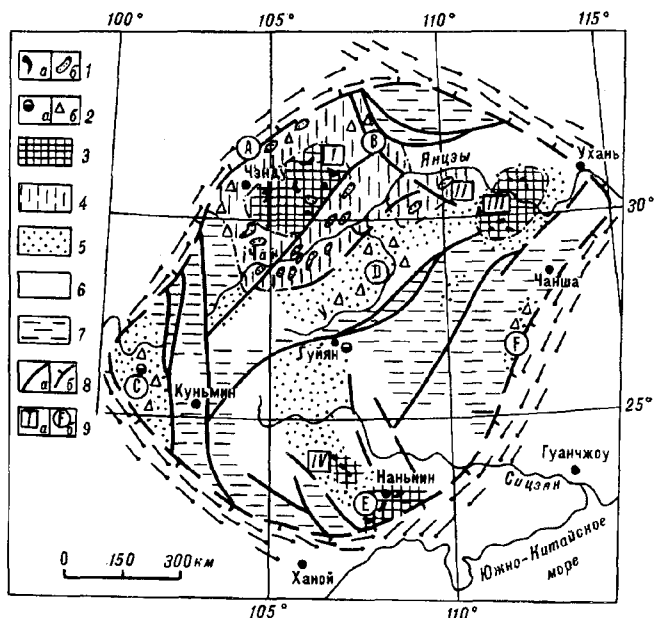


Рис. 3. Схема геологического прогноза НГ-содержащих отложений активизированной платформы Янцзы

1 - установленные месторождения нефти (а) и газа (б), 2 - проявления нефти (а) и газа (б) в скважинах и на поверхности, 3 - наиболее перспективные площади обнаружения промышленных залежей нефти и газа, 4 - площади с высокими перспективами обнаружения газовых залежей, 5 - потенциально перспективные площади на нефть и газ, 6 - площади с неясными перспективами, 7 - практически бесперспективные районы, 8 - крупные разломы (а), в том числе ограничивающие активизированную платформу (б), 9 - районы промышленно освоенные (а): I - Сычуань (нефть и газ), II - ЮЗ Хубей (газ), III - Цзяньхэнь (нефть и газ), IV - Бейсе (нефть и газ); районы с высокими перспективами обнаружения месторождений (б): А - Лунменьшань (газ), В - Мицаньшань (газ), С - Чусюн (газ), D - Уян (газ), Е - Шиваньдашань (нефть и газ), F - Ц. Хуннань (газ).

осадочного чехла (особенно во внутренних частях глыбы) и положение первичных залежей углеводородов. Этому способствовало и ее погружение начиная с позднего триаса: мощность отложений впадины дива достигает 5-7 км ($J = 2000-5000\text{м}$, $K = 1000-2000\text{м}$; терригенная седиментация местами продолжалась и в кайнозое).

Наблюдается высокое соответствие особенностей тектоники северо-западной части АПЯ и положения основных НГ-носных структур: во внутренних частях глыбы Сычуань установлены как газовые, так и нефтяные залежи, а по ее периферии, где отложения (включая J-к) дислоцированы в большей степени, резко преобладают газовые залежи (см. рис. 3). Привлекает внимание северо-западная периферия глыбы Сычуань (предгорья Лунменьшань), где концентрация газовых залежей и газонасыщенных отложений совпадает с зоной влияния одноименного пояса коллизии (см. рис. 2). Причем, в зоне "воротнич-

ковых" надвигов, сопутствующих поясу Лунменьшань и перекрывающих деформированные отложения юры, продуктивными оказываются не только осадочные породы, но также интенсивно трещиноватые и катаклазированные кристаллические породы фундамента за счет перераспределения углеводородов в процессе активизации региональной структуры [15,37].

Менее представительные залежи углеводородного сырья известны и в других районах АПЯ. На севере - это районы Цзяньхэнь и ЮЗ Хубей, а близ Наньина на юге - Шиваньдашань (Shivandashan). В тектоническом отношении эти районы тяготеют к краевым частям глыбовых структур и зонам малоамплитудных деформаций с обязательной ассоциацией с отложениями впадин дива. Аналогичная геологическая ситуация наблюдается также в южной части глыбы Эрхай и на севере глыбовой структуры Наньпань, где поисковыми работами установлены проявления нефти и газа (см. рис. 3).

Высокими перспективами, особенно в отношении горючего газа, обладают области малоамплитудных деформаций. Тем более, что в отдельных частях они по их мозаично-блоковой тектонике мало отличаются от областей, включенных в те или иные глыбы АПЯ. Прежде всего это относится к зоне Эньшэ (область Уян). Эта зона с юго-востока непосредственно примыкает к газоносной зоне Чан, а на ее СЗ находится район с промышленной газоносностью. Поисковыми работами в этой зоне установлены многочисленные проявления горючего газа (см. рис. 3).

ДИСКУССИЯ

1. Активизированная платформа и "каледонские геосинклинали" ЮВ Азии. Описываемая структура бассейна р. Янцзы в геологической литературе обозначается такими терминами, как параплатформа, область эпиплатформенного орогенеза или активизированной платформы, дива-регион, континентальная плита, глыбовый террейн и т.п. Это говорит как о неоднозначности наших представлений, так и о сложности природной ситуации. Вместе с тем, представляется, что указанные термины не являются взаимоисключающими. Они лишь соответствуют той или иной понятийно-терминологической системе рассуждений, частично отражая особенности субъективных представлений авторов об условиях тектонической эволюции региона.

Несомненно, что научная концепция о геологическом прошлом региона Янцзы имеет большое значение для определения путей конверсии древней (первичной) структуры к наблюдаемому состоянию. И здесь поиск возможен по многим направлениям. Вместе с тем, несомненным является и то, что наблюдаемая структура региона является единственным критерием проверки истинности этих концепций.

Поэтому, говоря о названии структуры Янцзы, главным авторами полагают степень адекватности разрабатываемой структурной модели наблюдаемой природной обстановке. Основные требования к подобным моделям: соответствие (непротиворечивость) накопленным геологическим данным, отсутствие фактических или логических противоречий и, наконец, удобство в практическом использовании [5]. По существу, предлагаемая модель, в которой главными элементами являются реликтовые области глыбового строения и области принципиальной переработки (активизации) первичных структур (см. выше), соответствует ряду перечисленных терминов, в том числе термину и понятию "активизированная платформа".

В пользу такого названия указывают не только соображения приоритета, но и такие особенности региональной геологии, как строение реликтовых глыб и формационные типы палеозойских отложений. На рис. 4, подготовленном на основе палеофациальных данных [24,35], показано, что в регионе Янцзы начиная с синийской эпохи и до среднего триаса характер осадконакопления соответствовал условиям преимущественно мелководного

шельфового моря в крупном бассейне со спокойным режимом геологических движений. Эти движения сопровождались малоамплитудными поднятиями, особенно в среднем палеозое, для внутренних частей бассейна или углублением его по периферии. Тип осадков на площади менялся плавно. К этому следует добавить исключительно низкие градиенты мощности отложений (см/км), лишь местами достигающие первых сантиметров на километр расстояния (для сравнения - в современных геосинклинальных зонах этот показатель больше на 3-4 порядка [7]). Все это говорит о платформенном характере структуры Янцзы до активизации.

Палеотектонический анализ также показывает, что по крайней мере в контурах активизированной платформы (см. рис. 4) отсутствуют в заметных количествах формации типа граувакковой, олистостромовой, флишевой, как и формации островодужного (геоантиклинального) типа. Иными словами, в регионе Янцзы отсутствуют характерные формации, которые принято относить к геосинклинальному типу. Перерывы в осадконакоплении (силур-каменноугольное время), как и локальные угловые несогласия в таких условиях также не могут

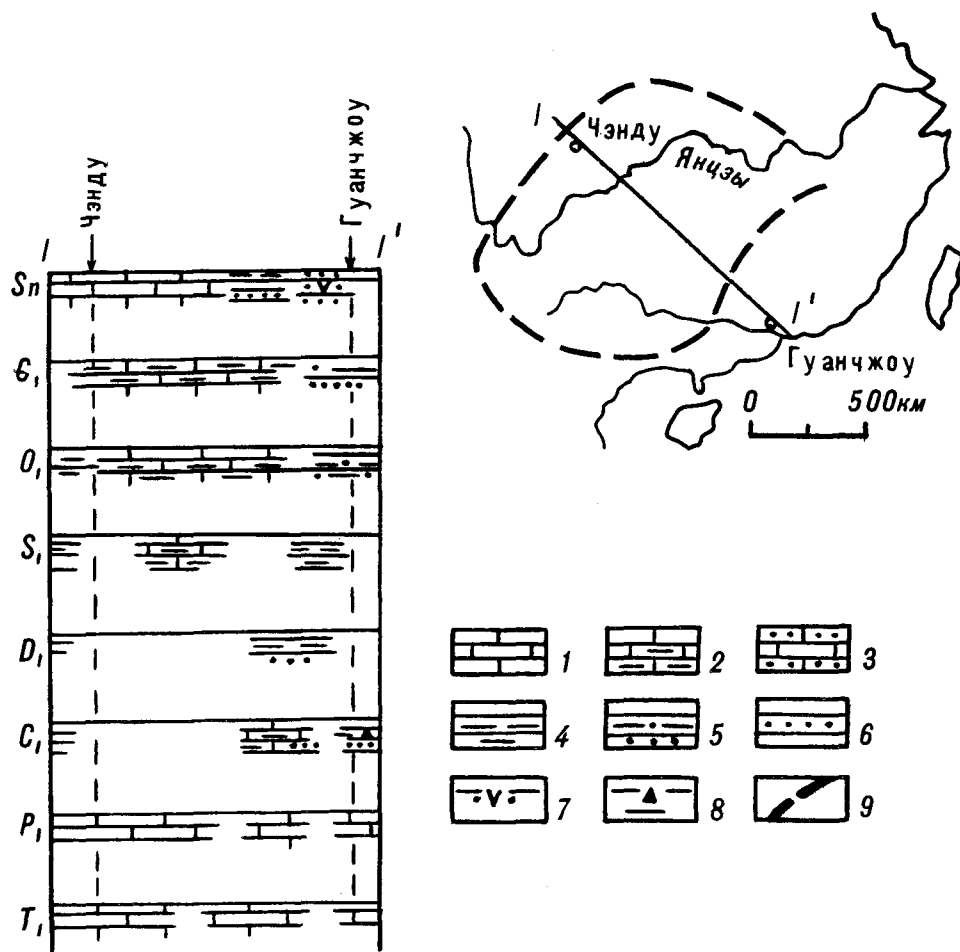


Рис. 4. Палеофациальные профили по линии Чэнду - Гуанчжоу.

Типы осадконакопления (1-8):
 1 - известняковый, 2 - глинисто-известняковый, 3 - карбонатно-терригенный, 4 - глинистый; 5 - песчано-глинистый, 6 - мелко-обломочный терригенный, 7 - терригенный с эффузивным материалом, 8 - терригенный (угленосный); 9 - условная граница активизированной платформы Янцзы.

типу. Перерывы в осадконакоплении (силур-каменноугольное время), как и локальные угловые несогласия в таких условиях также не могут однозначно указывать на существование “каледонской геосинклинали”. Несмотря на это большинство исследователей региональной тектоники ЮВ Азии полагают, что в позднем докембрии - раннем палеозое на юго-востоке региона Янцзы существовала обширная область геосинклинального развития [20, 31 и др.]. Лишь в единичных работах этот вопрос дискутируется [39]. По-видимому, для его решения необходим более глубокий специальный анализ.

2. Активизация и ее влияние на региональную нефтегазоносность. Последствия тектонической активизации в регионе Янцзы имеют принципиальное значение при анализе проблем региональной нефтегазоносности. Этот аспект зачастую является определяющим при решении широкого круга вопросов - от определения условий генераций углеводородных соединений до исследования обстановок их концентрации. Анализ связей региональной НГ-носности и тектоники АПЯ показывает, что для правильного понимания этого вопроса наиболее существенными являются представления об условиях формирования и консервации первичных залежей, частичной миграции и перераспределения углеводородов в процессе тектонической активизации региона, а также об условиях полной деградации первичных скоплений.

Соответственно намечается последовательный ряд тектонических обстановок, в которых структурно-формационные парагенезы либо благоприятны для оценки перспектив нефтегазоносности, либо являются противопоказаниями. Крайние позиции занимают реликтивно-консервационные и деструктивные типы структур.

В первом - консервационном случае генерирующие особенности и условия концентрации углеводородного сырья определяются первичной структурой литолого-стратиграфического разреза. Это наиболее устойчивые части глыб Сычуань, в меньшей степени Эрхай, Хубей и Наньпань. По-видимому, основные залежи впадин дива также относятся к консервационному типу. Исследование этого типа нефтегазоносности и нефтегазоносных структур имеет устойчивые традиции и не требует дискуссии в рамках статьи. Также не являются предметом дискуссии деструктивные ситуации, когда первичная структура генерации и консервации углеводородов утрачивается при механическом (динамическом) или тепловом воздействии на геологическую среду. Как уже отмечалось, стресс-метаморфические преобразования протолита в авлакострейнах и глубокие изменения геологической структуры в зонах тектоно-магматической активи-

зации являются противопоказаниями находок практически значимых концентраций углеводородов.

Между этими крайними позициями находится широкий спектр НГ-носных структур, которые отличаются большим разнообразием. Их структурно-формационные парагенезы определяются степенью активизации и, в то же время, частичным наследованием первичных условий НГ-генерации и концентрации. Этот разнообразный комплекс “промежуточных” нефтегазоносных структур представляется недостаточно изученным. Именно в этих случаях, наряду с частичной деструкцией первичных залежей нефти и газа или частичной их консервацией, возможны также разнообразные формы перераспределения углеводородов и их концентрации в новых условиях, в том числе в нетрадиционных типах коллекторов и структурных ловушек. К нетрадиционным типам коллекторов относятся, прежде всего, трещиноватые и катаклазированные осадочные, вулканические, а также разнообразные полнокристаллические породы, в том числе катаклазиты по гранитам, серпентинитам, гнейсам и пр. Они образуются в региональных зонах сдвигов (надвигов), имеют сложную морфологию обособления и выполняют объемы, подчас позволяющие концентрировать промышленно значимые залежи углеводородов за счет их перераспределения.

В общем случае активизация нарушает первичные структурные соотношения и практически везде осложняет структуру НГ бассейнов, а также локальную структуру УВ залежей. В крайних случаях эти залежи могут деградировать полностью. При умеренных воздействиях они испытывают деформацию, происходит мобилизация УВ соединений, их миграция по зонам разрушений (в том числе, объемным) и реконцентрация в новых условиях. Такие условия наблюдаются прежде всего вблизи структурно-морфологических контрастов, или зонах сочленения контрастно развивающихся структур АПЯ и ее обрамления. Почти обязательным условием наличия богатых залежей Н и Г является положение в краевой части наложенного седиментационного бассейна, где отложения заметно деформированы. Такой парагенез наблюдается на северо-западной периферии глыбы Сычуань в зоне влияния коллизионного пояса Лунменьшань. Со стороны глыбы и одноименной наложенной впадины здесь имеются мощные зоны генерации и концентрации УВ, определяющие положение и объемы первичных залежей в осадочных толщах (см. Табл. 2, рис. 3), а со стороны коллизионного пояса - активное тектоническое воздействие и условия, благоприятные для возникновения периферической деформационной зоны. Коллизия сопровождается надвиганием крупных пластин коры на “бассейн” по системе

разломов, в том числе глубинных (см. рис. 2). Формируется краевая зона надвиговых пластин и зон смятия протолита, морфологически сложные тела вторичных коллекторов и благоприятные условия для миграции УВ по зонам деструкции. В отдельных случаях они концентрируются в морфологически сложных и структурно разнотипных ловушках, в том числе под надвигами [15,37]. В зонах сочленения ранотипных структур активизации практически всегда соблюдаются условия температурного градиента за счет преобразования механической энергии региональных сдвигов в тепловую, внедрения интрузий, а также движения горячих растворов. Обычно в краевой зоне Сычуань этот градиент достигает 3-5°C/100м, иногда 6-7°C/100м. В связи с этим большое внимание привлекают разнотипные структуры в периферических зонах коллизионных поясов на границе террейнов с относительно стабильной структурой типа Тарима, Джунгарии и Сычуаня [19,22 и др.]. Уже высказывается мнение, что практически все (!) резервуары газа в Сычуанском бассейне контролируются деформационными структурами [17]. Особый интерес вызывает СЗ периферия глыбы Сычуань, где структурные ловушки зачастую связаны с надвиговыми структурами пояса Лунгменьшань [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническое районирование региона Янцзы на основе принципов структурно-вещественных парагенезов, с одной стороны, подтвердило основные геологические представления о существовании здесь тектонической провинции типа активизированной платформы, или активизированной континентальной плиты, окруженной характерными поясами внутриконтинентальной коллизии, а с другой - позволило дать новую типизацию структурных элементов и их соотношений в регионе. Особое внимание обращено на тектонические зоны с явно выраженными признаками конверсии древней структуры - это прежде всего зоны упорядоченной малоамплитудной и глубокой (тектоно-магматической) активизации (см. рис. 1).

Анализ структурной эволюции региона Янцзы показал, что процессы тектонической активизации оказывали непосредственное влияние на условия концентрации УВ. Причем, активизация наиболее благоприятно сказывается на формировании полигенных и структурно сложных залежей преимущественно горючего газа.

Статья подготовлена при поддержке фонда Лу Дяси (L-93-033) Бюро образования Академии Наук Китая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголепов К.В. Некоторые закономерности мезозойской тектоники внегеосинклинальных областей Сибири // Геология и геофизика. 1966. N 12. С.3-18.
2. Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. М.: Наука. 1976. 247 с.
3. Основы тектоники Китая/Ред. Чжан Вень-ю. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 527 с.
4. Чиков Б.М. Структурно-формационные парагенезы как индикаторы стадийности формирования континентальной коры//Тектоника Сибири, т. XI.Новосибирск: Наука, 1982. С.29-34.
5. Чиков Б.М. Основы методологии тектонического районирования. Новосибирск: Наука, 1985. 165 с.
6. Чиков Б.М. Тектоническое районирование: принципы, методология, картография. М: Недра. 1986. 185 с.
7. Чиков Б.М. Геологическая структура, структурная модель и структурный методологический подход // Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. Новосибирск,1990. С.243-247.
8. Чиков Б.М., Нгуен Чонг Чем. Деформационно-метаморфическая схема тектоники Северного Вьетнама//Геология и геофизика. 1992. N 5. С.44-57.
9. Шейнманн Ю.М. К истории Синийского щита // Пробл. сов. геологии. 1937. N 7. С.552-564.
10. Atlas of the Palaeogeography of China. Chief Comp. Wang Hongzhen. Beijing: Cartographic Publ. House, 1985. 113 p.(chin., engl.).
11. Balykin P.A., Chikov B.M., Polyakov G.V. e.a. Ultramafic associations in geological structure of North Vietnam // Report N 4 of IGCP Projects 283. Fourth Intern. Symp. on Geodynam. Evolut. of Palaeasian Ocean. Novosibirsk. 1993. P.24-26.
12. Chen Gouda Diva regions - the afterplatform mobile regions new type // Scientia Sinica. 1965. V. XIV, N 10. P.1478-1498 (rus.).
13. Chen Gouda Tectonics of China. Beijing: Intern. Acad. Publisher; Oxford: Pergamon Press, 1988. 258 p.
14. Chen Gouda, Chen Jiachao, Wei Bailin, e.a. A brief review on the geotectonics of China // Scientia Geol. Sinica. 1975. N 3. P. 205-219.
15. Chen Zongqin Jurassic hydrocarbon exploration in East Sichuan // Oil and gas geol. 1990. V. 11, N 3. P.304-312.
16. Chikov B.M. Collision belts and mosaic terraines of the Jantze basin - northern part of Indosinian peninsula (SE Asia) // Geotect. et Mettallogenia. 1994. V. 18, N 1-2. P.
17. Dai Tanshen, Ou Zhenzhou, Wang Xu The application of structural geometric analysis to hydrocarbon prospecting in East Sichuan // Oil and gas geol. 1990. N 3. P.51-61. (chin.).
18. Geology map of China, scale 1:5 000 000. Beijing: Geol. Publ. House, 1990. (chin.).
19. Huang Huafang, Zheng Guodong, Fang Guoqing, Xia Janqing Nappe structures in south margin of Jiuxi Basin and its oil-bearing areas // Oil and gas geol. 1993. V. 14, N 3. P. 181-190. (chin.).

20. Huang Jiqing, Ren Jishun, Jiang Chunfa e.a. Geotectonic evolution of China. Beijing: Science Press and Berlin: Springer-Verlag, 1987. 214 p.
21. Lithospheric dynamics atlas of China. Ed. Ma Xingyuan. Beijing: China cartographic Publ. House, 1989. 72 p. (chin., engl.).
22. Li Xuehui, Huang Fuling, Liu Houren Occurrence condition and potential estimation of gas in major basins, Northwest China // Oil and gas geol. 1992. V. 13, N 1. P.79-84. (chin.).
23. Map of tectonic systems of the People,s Republic of China: 1:4 000 000. Beijing: Cartographic Publ. House, 1975.
24. Meyerhoff A.A., Kamen-Kaye M. e.a. China - stratigraphy, paleogeography and tectonics. Dordrecht (Boston) London: Kluwer Acad. Publishers, 1991. 188 p.
25. Regional geology of Guangdong Provinc People,s Republic of China. Geol. Memoirs. Ser. 1, N 9. Beijing: Geol. Publ. House, 1988. (chin.).
26. Reginal geology of Yunnan Province. Geol. Memoirs. Ser. 1, N 21. Beijing: Geol. Publ. House, 1990. (chin.).
27. Regional geology of Sichuan province. Geol. Memoirs. Ser. 1, N 23. Beijing: Geol. Publ. House, 1991. (chin.).
28. Ren Jishun Some new ideas on tectonic evolution of Eastern China and adjacent areas // Region. Geol. China. 1989. N 4. P.289-300. (chin.).
29. Sengor A.M.C. East Asian tectonic collage // Nature. 1985. 318 (6041). P.16-17.
30. Tang Zeyao, Shang Shengyu Conditions of formation of sinian gas pool in the Sichuan basin // Collection of Papers at the Beijing Confer. on Petroleum Geol. 1987. P.222-223. (chin.).
31. Tectonic map of China, scale 1:4 000 000. Ed. Huang Jiqing (T.K. Huiang). Beijing: Cartogr. Publ. House, 1979. (china.).
32. The album of typical satellite imagery of active structures of China. Beijing: Seismological Press, 1982. 157 p. (chin.).
33. The Landsat image map of Yunnan province. Beijing: Science Press, 1990. (chin.).
34. Tian Zaïy, Shi Boaheng Tectonic development of China and Distribution pattern of oil and gas // Tectonic fractures of oil-gas bearing regions of China. Beijing: Petrol. Industry Publishing House, 1989. P.1-19. (chin.).
35. Wang Hongzhen, Liu Benpei Historical Geology. Beijing: Science Press, 1980. 352 p. (chin.).
36. Wang Jingbin A new suggestion on the south elongation of the Tancheng-Lujiang fault, E. China // Geotect. et Metallogenia. 1991. V. 15, N 2. P.170-176. (chin.).
37. Wei Zhouling Historistic-causationist analysis of the oil and gas bearing regions of China // Geotectonica et Mettallogenia. 1993. V. 17, N 3. P.1-11. (chin.).
38. Xie Zhan e.a. Discussion on the oil and gas perspective of marine sediments in South China // Collection of Papers at the Beijing Confer. on petroleum geol. Beijing: Petrol. Industry Publ. House, 1987. P.188-189.
39. Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing e.a. Formation and evolution of the Taycheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system of the northwest of Pasific Ocean // Tectonophys. 1987. V. 134. P.272-310.
40. Zhang Xiangbin. Preliminary study of geotectonic development and mineralization regularity in South China // Global Tectonics and Metallogeny. 1989. vol. 3, N 2-3. P.107-114.
41. Zhang Z., Liou J., Coleman R.G. An outline of the plate tectonics of China // Geol. Soc. Am. Bull. 1984. V. 95, N 3. P.295-312.
42. Zhu Zhongde, Hu Mingyi, Lio Liuxin e.a. Lithofacies and sedimentary environments of late sinian Dengying formation at Yangjiaping in Shimen, Hunan // Oil and gas geol. 1993. V. 14, N 4. P.261-271. (chin.).

Поступила в редакцию 3 июня 1995 г.

B.M. Chikov, Vei Jouling, Li Zhichun

Tectonics and oil and gas potential of the Yangtse activated platform (Asia's South-East)

A new scheme of tectonic zoning of Southeast China and the adjacent areas of North Vietnam has been worked out distinguishing a mosaic-block terrane of the Yangtse activated platform and the framing collision belts. Relic blocks (Sychuan, Erhai, Sufongshan, etc.) and two varieties of activation structures are specified as the main types of structural elements of the activated platform: areas of regulated small-amplitude deformations of the cover (Uyan, Hungshui, etc.) and areas of deep-level tectono-magmatic reworking of the primary structure (Xiangjiang, Shungtai, etc.). A comparative analysis of regional oil and gas potential of the main types of structures of the activated platform is given, and regions with various prospects of discovering oil and gas fields are distinguished. The impact of tectonic activation in the Mesozoic and Cenozoic on the conditions of partial destruction, degradation and redistribution of hydrocarbon accumulation is considered. Along with basins of hydrocarbon primary concentration, there are distinguished categories of structures in which gas fields are the result of hydrocarbon compound migration and secondary concentration

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834(265.54)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВПАДИНЫ ЦУСИМА ПО ДАННЫМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Г.И.Аносов*, Б.Ч.Сок**, В.В.Аргентов***, С.К.Биккенина***,
В.В.Жигулев***, Э.Г.Жильцов***, К.Ф.Сергеев***,
В.Н.Соловьев***

*Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

**Корейский институт океанологических исследований и развития, г. Сеул;

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск.

В 1991 г. Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН и Корейским институтом океанологических исследований и развития (KORDI) проведены исследования МПВ на двух взаимно-пересекающихся профилях в юго-западной части Японского моря (впадина Цусима). В результате обработки продольных и обменных волн построена двумерная модель земной коры исследованного района. Общая мощность коры изменяется от 14-16 км во впадине до 20-28 км на обрамлении. Поверхность фундамента во впадине обрисовывает депрессию, выполненную осадочно-вулканогенным слоем мощностью до 6 км, а кристаллическая часть коры имеет двухслойное строение со сложным распределением скоростей. В основании коры выделен слой пониженной скорости. Предполагается, что впадина образовалась в результате "базификации" континентальной коры, а граница М может быть создана внедрением магматических интрузий.

В 1991 году Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН и Корейский институт океанологических исследований и развития (KORDI) провели геофизические исследования глубинного строения земной коры юго-западной части Японского моря в районе глубоководной впадины Цусима (рис.1) с глубинами моря до 2000-2500 м. Впадина в плане имеет близкую к изометричной форму и узким (около 50 км) трогом, расположенным между Корейским плато и поднятием Оки, соединяется с Центральной впадиной Японского моря. На западе она ограничивается континентальным склоном узкого шельфа Корейского п-ова, на северо-западе - склонами Корейского плато, куда продолжают древние структуры одноименного п-ова [3, 14]. На востоке границей впадины являются склоны о-вов Оки, подводных поднятий Оки и Кита-Оки; южным обрамлением впадины служит обширная мелководная область, объединяющая южный шельф п-ова Корея и о.Хонсю (Япония).

В геологическом строении района участвуют породы широкого возрастного диапазона. Это преимущественно кайнозойские осадочные отложения, выходящие на поверхности дна и небольшие выходы более древних образований так называемого

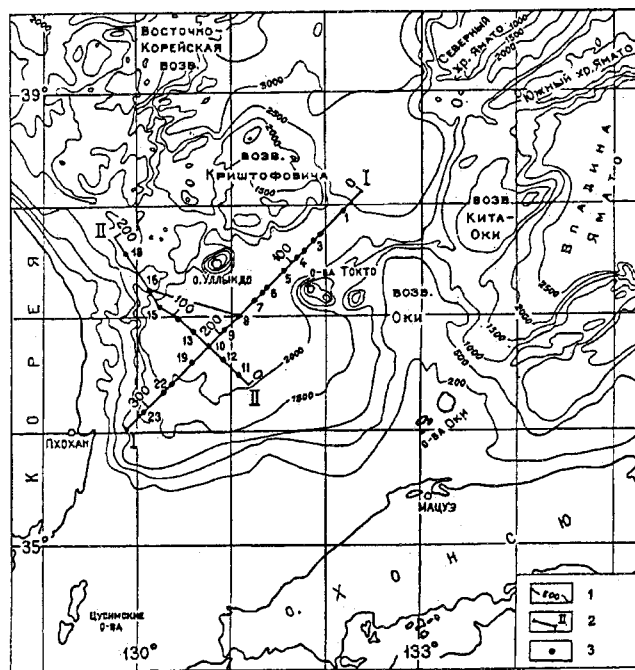


Рис. 1. Схема расположения профилей МПВ в Цусимской впадине Японского моря, отработанные в 1991 г.

1 - изобаты; 2 - профили; 3 - донные станции.

фундамента, которые обнажаются на сводах и склонах подводных поднятий. Наиболее древние из них (архей - нижний протерозой) установлены на подводном Корейском плато - поднятия Криштофовича и Восточно-Корейское [2, 3, 10, 19]. Это амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы, аналогичные по составу породам Сино-Корейского массива (п-ов Корея). Метаморфические породы и гнейсо-граниты докембрийского возраста обнаружены также на подводном поднятии и островах Оки [10, 19], хотя их такая датировка иногда оспаривается [14]. Палеозойская группа представлена терригенными образованиями Восточно-Корейского поднятия; мезозойский комплекс пород развит в обрамлении южной части района исследований (Цусимский пролив) [14].

Сейсмические исследования МОВ ОГТ [27], МПВ [29, 31] впадины Цусима в целом обеспечили характеристику структуры ее осадочного чехла. Глубинная же структура района изучена слабо, основываясь, главным образом, на данных гравиметрических и сейсмологических измерений. Согласно последним, мощность земной коры Корейского п-ова достигает 35-38 км, уменьшаясь до 32 км в его краевых частях

[11, 22, 25]. В исследуемом районе этот параметр составляет 16-28 км с минимальными значениями в центральной части впадины Цусима [5, 14].

В предлагаемой статье описываются результаты глубинных сейсмических исследований методом преломленных волн (МПВ) на двух профилях (рис. 1), один из которых располагается вдоль главной оси впадины Цусима (ПР I - 330 км), другой - поперек нее (ПР II - 200 км).

Работы проводились на 2-х специализированных судах, одно из которых использовалось для изучения сейсмических сигналов, другое - для постановки и подъема донных сейсмических станций. В качестве источника сейсмических волн применялись пневматические пушки ПИ-1-15 и РИФ-166 с объемом рабочей камеры 30 и 60 литров. Интервал излучения составлял 1 и 2 минуты, что при рабочей скорости судна (5 узлов) соответствует шагу 150 и 300 метров. Прием и регистрация сейсмических сигналов осуществлялись с помощью буйрепных донных сейсмических станций, изготовленных в Институте Физики Земли РАН.

Таблица 1

Координаты местоположения станций

№№ пп	№№ АДСС	№№ линий излуче- ния	Широта северн., Долгота восточн.	Глубина, м	№№ пп	№№ АДСС	№№ линий излуче- ний	Широта северн., Долгота восточн.	Глубина, м
Профиль I					Профиль II				
1	1	101, 102	37°57,6' 132°10,0'	2650	1	10	103, 104	36°45,5' 130°46,6'	2120
2	2,5	108	37°45,1' 131°56,0'	2560	2	11	105, 106, 107	36°30,5' 131°05,3'	2040
3	3	101, 102	37°41,5' 131°52,8'	2490	3	12	105, 106, 107	36°38,3' 130°55,3'	2080
4	3,5	108	37°36,5' 131°46,8'	2430	4	13	105, 106, 107	36°53,0' 130°36,0'	2140
5	4	101, 102	37°32,4' 131°42,9'	2360	5	14	109	37°01,0'	2210
6	5	101, 102	37°24,0' 131°33,2'	2320	6	15	109	37°07,0'	2210
7	6	103, 104	37°15,4' 131°22,4'	2250	7	16	109	37°16,0'	1740
8	6,5	108	37°13,4' 131°19,6'	2290	8	18	109	37°14,7' 130°07,6'	1680
9	7	103, 104	37°09,0' 131°14,5'	2200				37°35,1' 129°51,6'	
10	9	103, 104	36°53,6' 130°55,6'	2160					
11	10	103, 104	36°45,5' 130°46,6'	2120					
12	19	110	36°37,5' 130°36,3'	2040					
13	21	110	36°25,9' 130°22,4'	2000					
14	22	110	36°22,3' 130°18,2'	1870					
15	23	110	36°10,1' 130°03,5'						

Запись сейсмической информации велась в аналоговом виде на магнитную ленту в частотном интервале от 2 до 25 Гц при общем динамическом диапазоне 64дБ. Аппаратурные возможности станции позволяли регистрировать минимальные сигналы на входе усилительного тракта порядка 2-3 мкВ, что соответствует смещению поверхности грунта 10^{-6} м. Предварительная обработка сейсмической информации, включающая в себя аналого-цифровое преобразование, частотную фильтрацию и построение редуцированных годографов, осуществлялась с помощью персональных компьютеров типа IBM-286.

Исследования МПВ выполнялись по системе профильных наблюдений, рассчитанных на получение встречных и нагоняющих годографов. Автономные донные сейсмические станции (АДСС) расставлялись вдоль профилей на расстояниях не более 20 км друг от друга. При каждом рабочем галсе излучающего судна запись велась одновременно пятью АДСС. Всего осуществлено 30 постановок АДСС, на 22-х из которых получен пригодный для обработки материал (табл. 1).

Для получения данных о структуре преломляющих границ и анизотропии скоростей проведены наблюдения на поперечных профилях: для АДСС 7, 9, 10 - галс 104 (ПР II), АДСС 11-13 - галс 107 (ПР I) и галс 106 (между станциями 8 и 16) (рис.1, табл. 1).

Качество полученного полевого материала вполне удовлетворительное (рис.2-4). Получены хорошие записи волн на удалении до 80 км от точки излучения. Для АДСС 9,11,12,13 удовлетворительного качества материал получен и на поперечных профилях.

На каждой линии прострелки МПВ одновременно с излучением низкоскоростных сигналов велось наблюдения способом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) с целью определения тонкой структуры верхних слоев осадочного чехла. Полученная информация учитывалась при интерпретации материалов МПВ.

Навигационные определения для плановой привязки наблюдений производились по радионавигационной системе "Лоран-С" с приемоиндикатором JNA-760 и спутниковой навигационной системе "Транзит" (точность определения места судна составляет 150-180 м). В последующем местоположение точек наблюдений уточнялось по времени распространения "водной" волны.

Интерпретация. Обработка экспериментального материала проводилась в четыре этапа. 1- Анализ волнового поля, конечной целью которого является выделение и прослеживание на сейсмограммах волн, соответствующих определенным границам, и отождествление одних и тех же волн на записях,

полученных разными АДСС. 2 - Построение начальной 2-хмерной модели среды. 3 - Лучевое моделирование, заключающееся в прямом переборе границ и скоростей в слоях сейсмического разреза до максимального соответствия расчетных и наблюдаемых годографов сейсмических волн. 4 - Построение синтетических сейсмограмм. На этом этапе достигалось соответствие основных особенностей зарегистрированного волнового поля и вычисленных амплитуд в синтетических сейсмограммах.

Выравнивание амплитуд на сейсмограммах производилось по выведенной опытным путем формуле:

$$K(R) = K[1 - 10R^{1/2} + 3Re^{-0.03} - R^2e^{0.1R}(1 + 4e^{-0.4R})],$$

где K - задаваемый коэффициент усиления; R - расстояние от ПВ. Эта формула использовалась и при расчете синтетических сейсмограмм. Параметры частотных полосовых фильтров при воспроизведении также подбирались опытным путем. Наилучшие по качеству сейсмограммы получены в полосе 6-12 Гц. Весь программный комплекс, использованный при оцифровке и воспроизведении сейсмограмм, разработан Н.А.Рагозиным (ИМГиГ ДВО РАН).

Волновое поле. Структура и динамика зарегистрированных сейсмических волн (рис. 2-4) имеют много общих черт в пределах всего района исследований, которые заключаются в следующем.

Непосредственно от пункта излучения в первых вступлениях прослеживаются волны, образовавшиеся в осадочно-вулканогенной толще. Кажущиеся скорости этих волн быстро увеличиваются от 1,7-1,9 км/с в начале прослеживания до 4,0-4,5 км/с на расстояниях 10-15 км от ПВ. Годографы их представляют из себя ломаные линии. При этом зачастую можно увидеть продолжение отдельных прямолинейных отрезков годографов в области последующих вступлений. Последние два обстоятельства могут свидетельствовать о наличии скоростных границ (1-го или 2-го рода) в земной коре, а регистрируемые в первых вступлениях волны являются квазиголовными.

С осадочно-вулканогенным слоем отождествляются 3 волны (P_1 , P_2 , P_3) со скоростями: 1,7-2,5; 2,8-3,5 и 4,0-4,5 км/с. С расстояний 10-15 км от ПВ в первых вступлениях следится также волна P_4 , имеющая $V = 5,0-5,5$ км/с (максимальный интервал прослеживания 5-7 км), которая также может быть связана с осадочно-вулканогенным слоем.

Далее в первых вступлениях прослеживаются волны P_g ($P_5 - P_8$), образовавшиеся в кристаллической коре. Их кажущиеся скорости возрастают от 5,5-6,0 км/с в начале (15-20 км от ПВ) до 7,0-7,3 км/с в конце (50-60 км от ПВ) прослеживания. На удалении 25-30 км от ПВ повсеместно наблюдается резкое ослабление

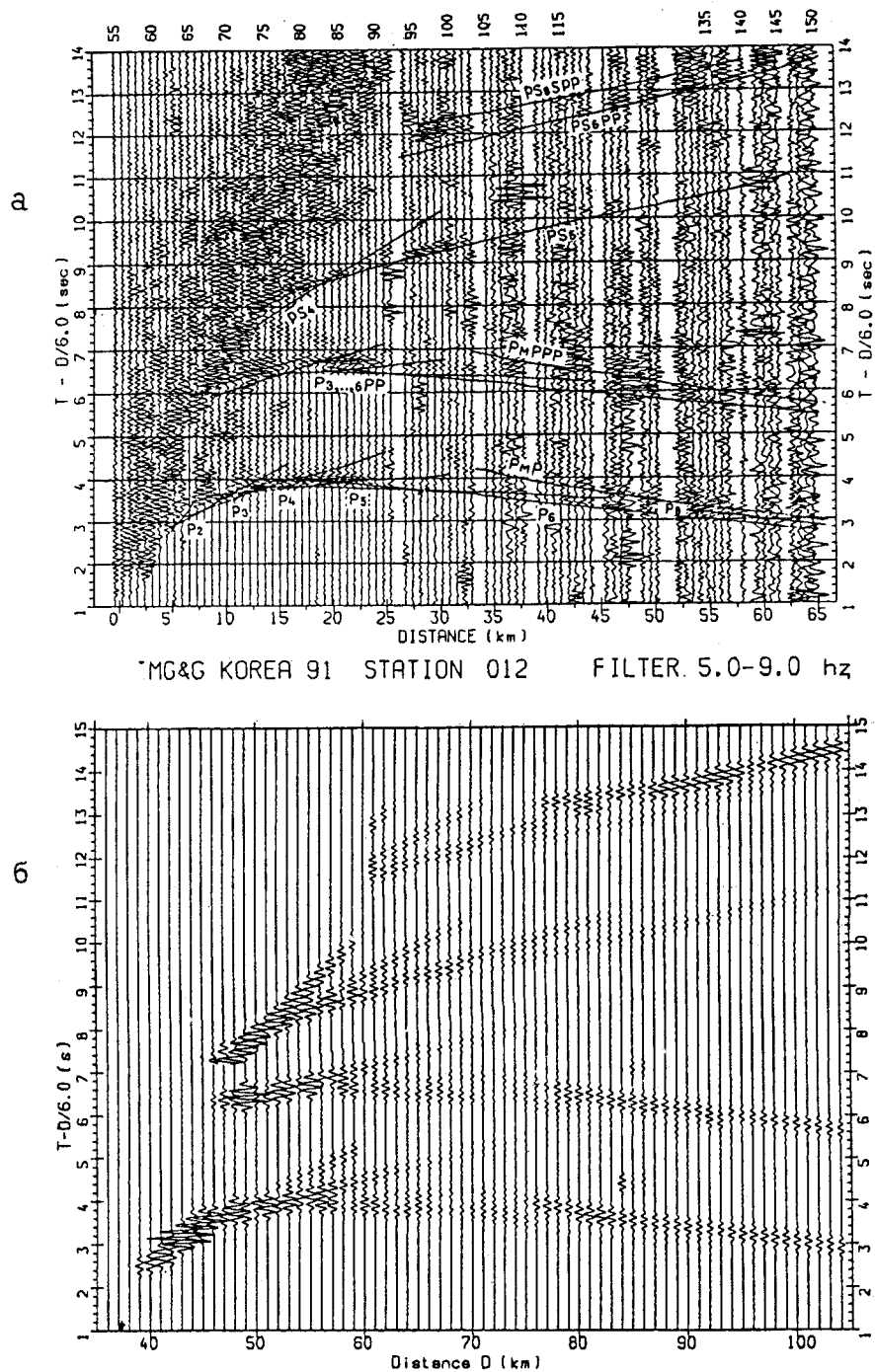


Рис. 2. Наблюденная (а), синтетическая (б) сейсмограммы, характеризующие запись волн в центральной части Цусимской впадины (АДСС 12). Линии на сейсмограмме - вычисленные времена вступления волн.

этих волн (рис.2-4). В интервале 25-60 км от ПВ амплитуды их сопоставимы с сейсмическим фоном и не всегда эти волны уверенно коррелируются. Смены отдельных волн P_g обычно нечеткие и разделение их чаще всего возможно только по результатам моделирования. На основании моделирования выделена и волна P_g (рис. 2), годограф которой является асимптотой к годографу отраженной волны от границы, условно относимой к поверхности М. На некоторых участках прослеживания волн P_g наблюдается относительное увеличение их амплитуд, обуслов-

ленное, вероятно, наличием границ на соответствующих глубинах, что подтверждают и результаты моделирования.

Следует подчеркнуть, что начало прослеживания каждой из выделенных волн сопровождается, как правило, увеличением амплитуд волн первых вступлений, что является еще одним доказательством реальности существования преломляющих границ. С удалением от ПВ амплитуды преломленных волн, в целом, постепенно уменьшаются.

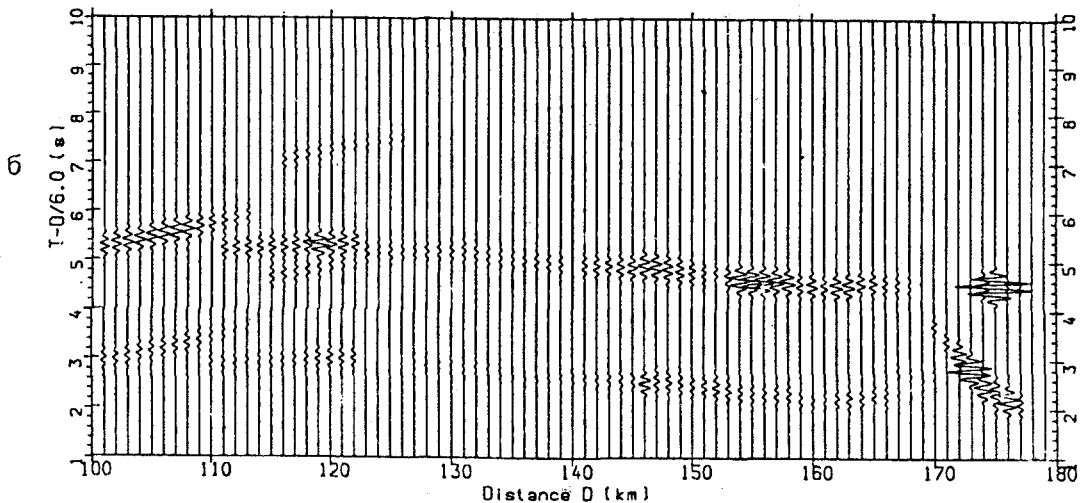
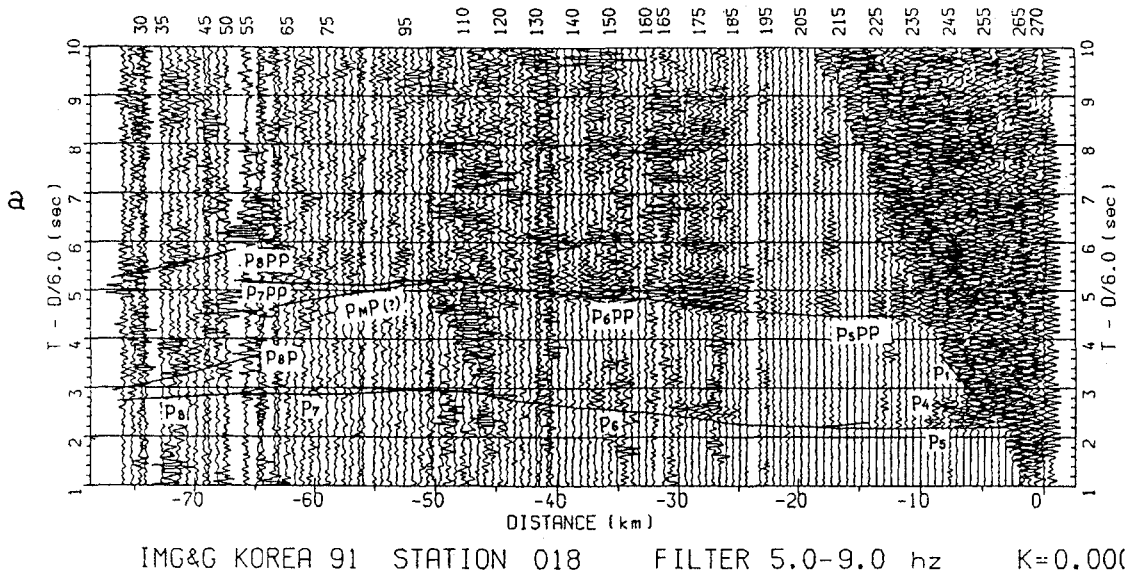
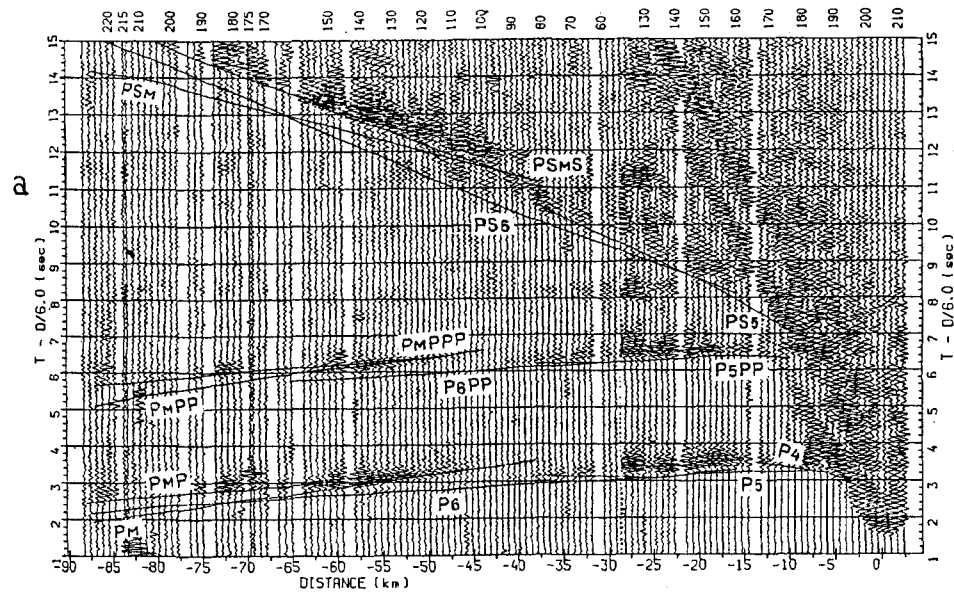


Рис.3. Наблюденная (а), синтетическая (б) сейсмограммы, характеризующие запись волн в районе Корейского плато (АДСС 18). Линии на сейсмограмме - вычисленные времена вступления волн.

Полный набор предомненных волн зарегистрирован в центральной части района исследований (ПР I, 140-270 км; ПР II, 0-120 км). В 25-50 км от ПВ практически повсеместно (за исключением южной части ПР I и северо-западной части ПР II) в области последующих вступлений начинают регистрироваться регулярные, доминирующие по интенсивности волны, имеющие V^* в начале прослеживания около 10 км/с. С удалением от ПВ (60 км и более) наблюдается ослабление их амплитуд и уменьшение кажущейся скорости до 7,0-7,2 км/с. Кинематические и динамические параметры этих волн дают возможность предположить, что они могут быть отраженными (в начале регистрации отраженно-преломненными) за критическим углом от поверхности М ($P_M P$). Преломненные волны, имеющие

подкорковые скорости (7,8 км/с и более), на сейсмограммах не выделяются - возможно по причине их малой интенсивности при высоком уровне помех. К отраженным от поверхности М предположительно могут быть отнесены и волны в последующих вступлениях, зарегистрированные АДСС 18 (рис. 3) на 115-122 км ПР II ($R = 57-63$ км). Они имеют характерные для континентальной коры динамические и кинематические признаки, возможна только групповая корреляция [7,15]. Этой же станцией на 100-110 км ($R = 68-78$ км) зарегистрирована интенсивная волна $P_8 P$, отраженная от кровли слоя в основании земной коры. Волны $P_M P$ на этом участке не выделяются. По-видимому, они экранируются здесь "сильной" отражающей границей, каковой является кровля указанного слоя.



IMG&G KOREA 91 STATION 104 FILTER 5.0- IMG&G KOREA 91 STATION 004

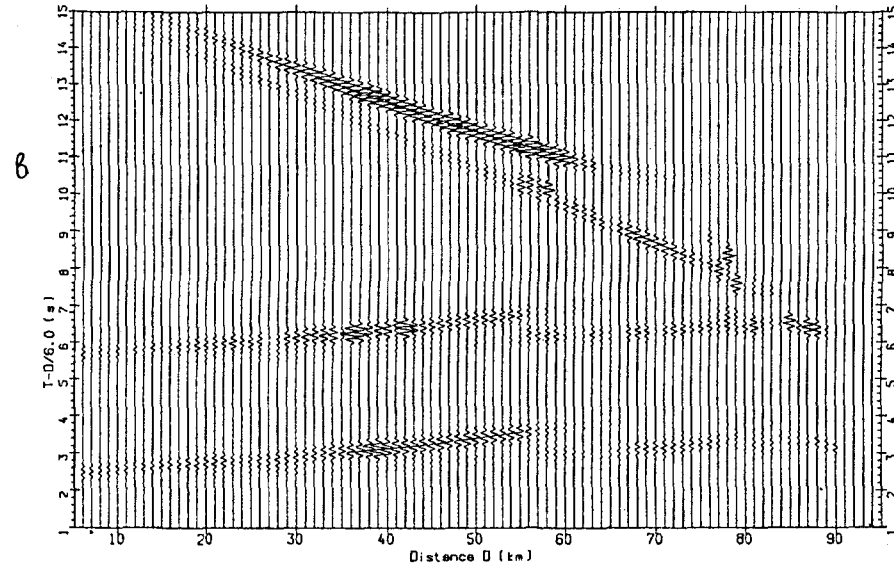
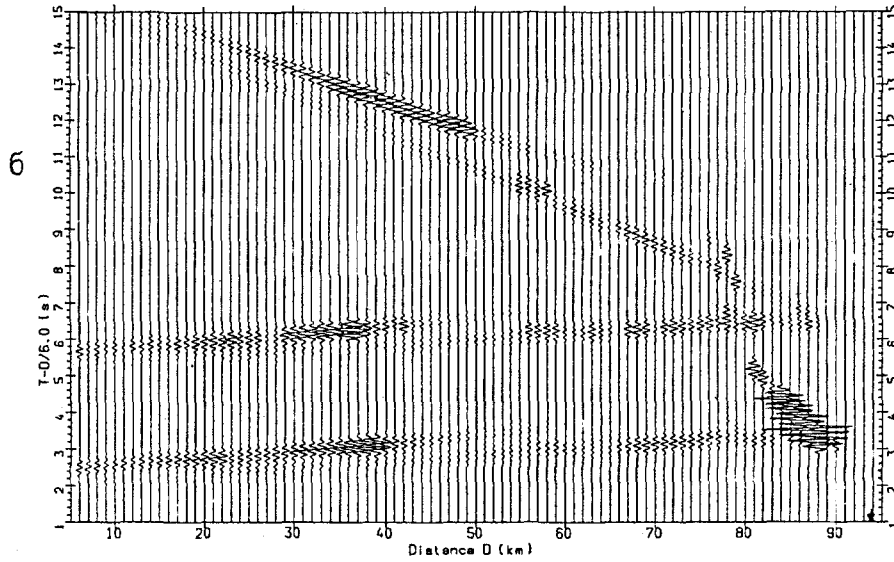


Рис. 4. Наблюдаемая (а), синтетические (скорость под границей М: б - 7,3 км/с, в - 7,8 км/с) сейсмограммы, характеризующие запись волн в районе трога между Корейским плато и возвышенностью Оки (АДСС 4). Линии на сейсмограмме - вычисленные времена вступления волн.

Динамические и кинематические характеристики волн на поперечных профилях близки таковым на продольных профилях. Это свидетельствует об однородности структуры границ и отсутствии заметной анизотропии в районе треугольника донных станций 16-8-11.

В последующих вступлениях на сейсмограммах обеих продольных профилей регистрируются волны, которые условно можно разделить на две группы. Первая из них имеет те же кинематические и динамические характеристики, что и волны первых вступлений. Расчеты показывают, что некоторые из них являются преломленными кратно-отраженными в водной толще ($P_n PP$). Учитывая практически абсолютную параллельность годографов этих волн при меняющейся глубине моря вдоль профиля, можно утверждать, что кратные отражения происходили вблизи станций. Эти волны имеют интенсивность, равную, а зачастую превосходящую интенсивность первых волн (рис. 2-4), что позволяет во многих случаях восстанавливать годографы волн первых вступлений по годографам кратных волн. На сейсмограммах регистрируется еще ряд волн, имеющих годографы, параллельные годографам первых волн. По времени регистрации одни из них являются частично кратными в осадочной толще, другие - часть пути распространяются как поперечные волны. Но и в том и другом случаях кратные отражения или обмен P на S происходят в районе расположения АДСС.

К другой группе волн последующих вступлений относятся волны, которые большую часть пути распространяются как поперечные. Их кажущиеся скорости примерно в 1,5-2 раза меньше чем у продольных волн, а интенсивность - равна или превышает интенсивность последних. Эти волны прослеживаются не повсеместно: (на профиле I - в пределах 0-80 км и 150-220 км; на профиле II - 20-120 км). Последующее моделирование показало, что в большей части разреза продольные и поперечные волны образовались на одних и тех же границах в одних и тех же слоях.

Расчеты показывают, что рассматриваемые волны распространяются как продольные от момента излучения в водном и осадочном слоях. После обмена P на S на подошве низкоскоростных осадков остальную часть пути они распространяются как S волны (рис. 2,4). Как и для волн P , для волн PS характерно наличие кратности.

Построение начальной модели. Регистрируемые в первых вступлениях волны могут считаться квазиголовными [15] и обрабатываться соответственно способами, разработанными для головных волн. Построение начальных двумерных моделей среды производилось этими способами [12], главным из которых был способ полей времен.

Реализованная система наблюдений является корреляционно-увязанной только для границ, имеющих скорости 6,0 км/с и выше, и соответственно обеспечивающей построение их указанным способом. Вышележащие границы непрерывно не прослеживаются. Значения глубин их и скоростные параметры определялись фрагментарно; между фрагментами границ производилась либо линейная интерполяция, либо они соединялись конформно отражающим границам, полученным при одновременных с МПВ исследованиях НСП. При построении окончательного разреза конфигурация границ и их скоростные параметры уточнялись, поскольку локальные флуктуации времен годографов глубинных волн (на нагоняющих и встречных годографах) можно было объяснить только соответствующим изменением глубин границ и скоростей в слоях верхней части разреза.

Моделирование. Прямые кинематическая и динамическая задачи решались с помощью пакета программ по лучевому трассированию SEIS 83 [22]. Необходимые для расчетов программы были приспособлены для условий работы с донными станциями подобно программам SEIS OBS [26].

При расчете кинематики волн конфигурация преломляющих границ и распределение скоростей в слоях подбирались таким образом, чтобы, во-первых, расхождение между теоретическими и наблюдаемыми годографами не превышало 0,05 с, во-вторых, чтобы эти годографы были подобны по форме.

Подбор параметров для построения синтетических сейсмограмм производился таким образом, чтобы соотношение интенсивности наблюдаемых и вычисленных волн соответствовало друг другу. Необходимое соответствие достигалось варьированием скоростными градиентами в слоях (в пределах величин скоростей, подобранных при решении прямой кинематической задачи) и величинами разности скоростей на преломляющих границах. При построении синтетических сейсмограмм программное обеспечение не позволяло учитывать реально существующие локальные изменения амплитуд (связанные, например, с разломами, ослабленными зонами и т.д.). Последнее обстоятельство следует учитывать при сопоставлении расчетных и наблюдаемых сейсмограмм.

В построении окончательных разрезов земной коры наряду с волнами первых использовались и волны последующих вступлений (их идентификация указана на рис. 2-4). При моделировании принято следующее обозначение рассчитываемых волн. P_n , $P_n P$ - продольные преломленные и отраженные волны в слоях земной коры; P_m - продольная преломленная волна в слое ниже границы M ; $P_m P$ - продольная отраженная волна от поверхности M ; $P_n PP$, $P_m PP$,

$P_{\text{M}} P P P$ - продольные преломленные и отраженные волны, кратко отразившиеся в водном слое над АДСС; PS_n , $PS_{\text{M}} S$ - обменные на подошве низкоскоростных осадков волны, распространяющиеся большую часть пути как поперечные.

Выше указывалось, что реально наблюдаемые амплитуды волн последующих вступлений больше амплитуд волн первых вступлений или близки им (рис. 2-4), тогда как согласно расчетам первые вступления должны быть примерно на 2 порядка интенсивнее последующих (обменных и кратных волн). Это противоречие связано, скорее всего, с несовершенством расчетов, которое обусловлено невозможностью учета условий контактов АДСС с грунтом, незнанием приграничных условий распространения волн и т.п. Следует, правда, заметить, что на конечные результаты построений двумерных статических моделей строения земной коры учет или неучет приграничных условий никак не сказывается. Для наглядности же изображения на приводимых синтетических сейсмограммах (рис. 2-4) амплитуды волн последующих вступлений искусственно увеличены на 2 порядка.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ. АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализируя представленные на рис. 5 разрезы следует иметь в виду следующее обстоятельство. Поскольку фон волн-помех не позволяет выделить на сейсмограммах преломленные волны ниже границы М (P_{M}), определение скоростей в слое под ней производилось моделированием на основании значений кажущихся скоростей в области критического угла падения отраженных волн от М и удаленности этой области (на сейсмограммах она выражена увеличенными амплитудами) от пункта излучения. В частности, для северо-восточной части профиля I (рис. 5) под границей М было принято значение скорости 7,3 км/с, поскольку именно при таком значении положение области критического угла на синтетической сейсмограмме наиболее близко соответствует таковому на реальной сейсмограмме (рис. 4).

Напомним, что в аналогичной по строению коры соседней впадине Ямато при исследованиях использовались и взрывы [24], что, по-видимому, и позволило выделить там волны P_{M} . Скорости же под границей М во впадинах Ямато и Цусима близки. Это с большой долей вероятности свидетельствует о том, что во впадине Цусима определенные под границей М скорости, видимо, близки истинным. Однако ни мощность означенного "слоя", ни, тем более, распределение в нем скоростей неясны. Можно лишь предполагать, что истинная подошва земной коры (в общепринятом понимании) может не совпадать с определенной нами поверхностью М, а располагаться

глубже. На возможность такого допущения указывает, в частности, следующее: граница, относимая к поверхности М и построенная только по отраженным волнам, располагается в пределах впадины на двух уровнях (рис. 5а), различающихся по глубине примерно на 2 км. Предположение о смещении границы по разлому подобной амплитуды маловероятно потому, во-первых, что на больших глубинах (в условиях высоких давлений и температур) разломная зона не может быть так ярко выражена и, во-вторых, это смещение никак не отражается в вышележащих границах. Поэтому, в данном случае, видимо, следует говорить не о границе, а "слое" М. Не исключено, что подошва этого слоя реально и существует, но экранируется для отраженных волн там, где его кровля является резкой по акустическим свойствам границей.

Тем не менее для удобства описания и по аналогии с соседней впадиной Ямато поверхность М названа "подошвой земной коры", хотя эта граница может быть и внутрикоровой.

В целом земная кора впадины Цусима сходна с таковой впадины Ямато [24] - по ее суммарной мощности, характеру слоистости двух структурно-скоростных слоев, один из которых является осадочно-вулканогенным, нижний же, начиная с раздела, где $V = 5,8-6,2$ км/с - кристаллической частью коры, т.е. фундаментом для осадочно-вулканогенного комплекса.

В структуре поверхности фундамента обрисовывается депрессия, выполненная осадочно-вулканогенным слоем с максимальной мощностью около 6 км в ее центральной части. Эта депрессия приурочена к центральной части впадины Цусима и слабо вытянута в широтном направлении. Фундамент представлен, скорее всего, домезозойскими образованиями - главным образом, метаморфическим комплексом пород Сино-Корейской параплатформы. Такое предположение представляется правомерным, поскольку поверхность фундамента практически непрерывно прослеживается во впадину с Корейского плато (северо-западная часть профиля II) и со стороны южной части Корейского п-ова (юго-западный конец профиля I). На Корейском же плато фундамент обнажается на выступах и представлен допалеозойскими кристаллическими сланцами и гранитами [2, 3, 10]. Аналогичные породы характеризуют также фундамент мезозойских осадочно-вулканогенных образований бассейна Kyonsang [25], вблизи которого располагается юго-западный конец профиля I. Сказанное выше коррелирует с данными сейсмических исследований у побережья п-ова Корея, где в том же районе [31] фундамент представлен кристаллическим комплексом пород, имеющим скорости 5,6-6,3 км/с.

Во впадине продольные волны, распространяющиеся в фундаменте, во-первых, имеют более

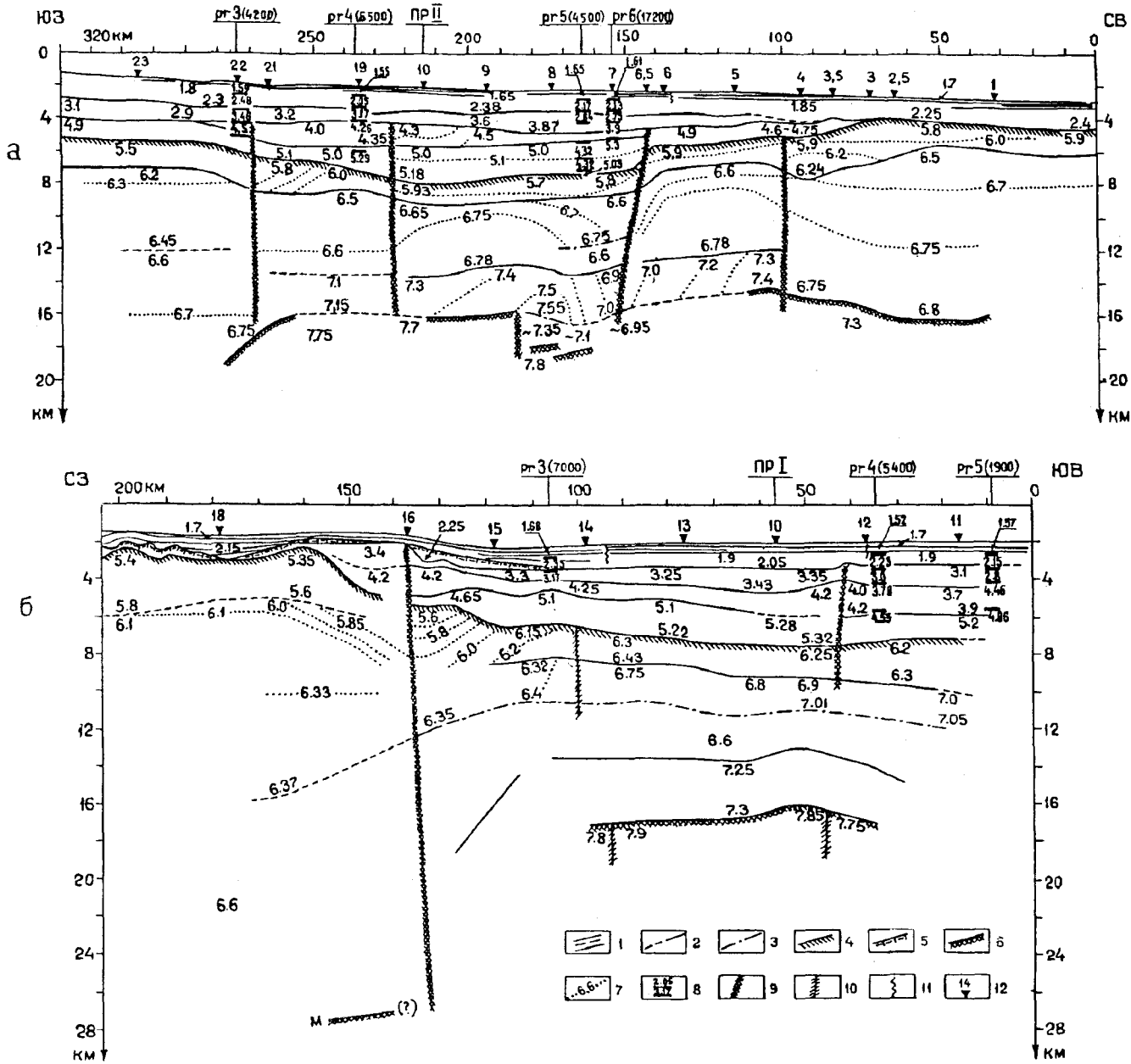


Рис. 5. Сейсмические разрезы земной коры вдоль профилей I (а) и II (б).

1 - отражающие границы по данным НСП; 2 - преломляющие границы; 3 - предполагаемое положение границ; 4 - поверхность кристаллического фундамента; 5 - поверхность акустического фундамента; 6 - граница Мохо; 7 - изолинии скоростей; 8 - положение отражающих границ по профилям ОГТ [27] в пунктах пересечения их с профилем II; 9 - разломные зоны по данным преломленных волн; 10 - зоны изменения характера распределения скоростей; 11 - нарушения в верхней части осадочного слоя по данным НСП; 12 - положение автономных донных сейсмических станций.

высокие значения скорости по сравнению с прилегающей континентальной окраиной и, во-вторых, в месте пересечения профилей I и II на профиле II (северо-западное направление) их величины выше, чем на пр I. Не рассматривая других причин подобного соотношения скоростей, в контексте высказанного ранее предположения о природе фундамента первое может быть объяснено изменением РТ-условий от окраин во впадину за счет увеличения глубин

залегания фундамента, второе - определенной направленностью сланцеватости, установленной для метаморфических пород Корейского п-ова [25]. С другой стороны, зависимость скорости от направления (квазианизотропия) может быть объяснена узкой тектонической зоной расширения [28, 30]. При таком предположении ось этой зоны должна иметь северо-западное направление.

Осадочно-вулканогенный слой в районе исследований представлен отложениями предположительно от верхнемелового до современного возрастов. Нижний возрастной предел предполагается на основании данных бурения и МПВ, приводимых в упомянутой выше работе [31]. Согласно этих данных верхнемеловые туфогенные песчаники и андезитовые конгломераты, вскрытые скважиной вблизи Пхохан на глубине 600 м, имеют скорости сейсмических волн 4,7-4,9 км/с, т.е. примерно те же самые значения, что и в слое (4,9-5,3 км/с), залегающем над фундаментом. Увеличение полученных нами скоростей по сравнению со скоростями, определенными при исследованиях в скважинах, может быть обусловлено фактором давления - за счет увеличения глубины залегания однотипных отложений во впадине.

В осадочно-вулканогенном слое по данным МПВ выделяются 4 слоя, имеющие следующие скорости распространения сейсмических волн: 1,6-2,3 км/с; 3,2-3,8 км/с; 3,7-4,6 км/с и 4,9-5,3 км/с. Верхний, наименее плотный слой, распространен в районе исследований повсеместно и имеет мощность от 1,2 км до 1,5 км. Согласно наблюдениям НСП верхний слой значительно, но неравномерно (по глубине) расслоен; на окраинах впадины он слабо деформирован. Поверхность акустического фундамента по тем же данным практически совпадает с кровлей второго (сверху) слоя (рис. 5б). Однако, как следует

из результатов МОВ ОГТ [27], в качестве кровли акустического фундамента эта граница наблюдается вдоль окраины впадины полосой, ширина которой не превышает 50 км. В самой же впадине отражения от нее среди других отражений в разрезе никак не выделяются, а расслоенность наблюдается до глубин залегания кровли нижнего слоя ($V = 4,9-5,3$ км/с). На некоторых участках по данным МОВ ОГТ расслоенным оказывается и последний (рис. 5, ПР I, ПК 160 км).

В пределах Корейского плато (ПР II, 160-200 км) и в трое между возвышенностями Криштофовича и Оки (ПР I, 0-90 км) верхний слой залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, т.е. время погружения фундамента в этих районах соответствует скорее всего времени начала формирования только этого слоя. На Корейском плато поверхность фундамента представляет из себя структуру чередующихся горстов и грабенных, а покрывающие его осадки дислоцированы. При этом поверхность фундамента имеет большие амплитуды смещений по сравнению с осадочными напластованиями. Верхние слои последних как бы облекают структуры фундамента, нижние - притыкаются к нему. Между осадками и фундаментом здесь, по-видимому, присутствует переходный (базальный?) слой. Необходимость введения его в разрез диктуется модельными расчетами, а подтверждением его

Таблица 2

Отношение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в слоях земной коры

№№ АДСС	Номер слоя	1	2	3	4	5	6	7	
1	V_p , км/с	1,55-1,6	1,85-2,4	-	-	4,6-4,75	5,8-6,24	6,48-6,8	-
	V_p/V_s	5,0	4,0	-	-	1,8	1,75	1,78	-
4	V_p	1,55-1,6	1,85-2,4	-	-	4,6-4,75	5,8-6,24	6,48-6,8	-
	V_p/V_s	5,0-5,7	4,0-5,0	-	-	-	-	-	-
9	V_p	-	1,64-2,38	3,65-3,87	4,5-4,6	1,8-1,85 4,9-5,17	1,75-1,8 5,7-6,2	1,78 6,65-6,76	6,9-7,5
	V_p/V_s	-	3,6	2,0	1,75	1,65	1,6	1,6	-
10	V_p	-	1,65-2,38	3,62-3,7	4,4-4,6	5,02-5,18	5,93-6,02	6,7-6,75	7,3-7,55
	V_p/V_s	-	4,1	2,0	1,75	1,5	1,43	1,43	-
12	V_p	-	1,70-2,06	3,26-3,43	4,2-4,32	5,08-5,32	6,14-6,43	6,76-7,01	-
	V_p/V_s	-	3,5	2,0	1,75	1,65	1,6	1,6	-
15	V_p	-	1,7-2,06	3,26-3,43	4,2-4,32	5,08-5,32	6,14-6,43	6,76-7,01	7,25-7,3
	V_p/V_s	-	4,8	2,1	1,9	1,65	1,48	1,45	-

Примечание: слой 7 - слой пониженной скорости (6,6 км/с).

наличия является, как упоминалось выше, отсутствие обменных волн в этом районе. Кроме того, по результатам геологических исследований установлено, что верхнемиоценовые отложения Восточно-Корейской возвышенности, залегающие на консолидированном фундаменте, в основании представлены грубозернистым базальным горизонтом, сложенным вулканогенно-осадочными породами (конгломератами, туфами, туффитами) [10]. В тропе эта граница, по-видимому, более резкая.

Во впадине граница между двумя верхними слоями осадочно-вулканогенной толщи в скоростном отношении является резкой и, вероятно, стратиграфической. Именно на ней происходит обмен волн P на S , а разделяемые ею слои резко отличаются между собой по величине соотношения (K) скоростей продольных и поперечных волн (табл. 2). В верхнем слое $K = 3,0-3,6$, в нижних слоях - $1,78-2,0$, т.е. верхний слой уплотнен существенно меньше.

Слой, имеющий скорости $3,7-4,6$ км/с, распространен только в пределах впадины и выклинивается на ее бортах. На юго-восточном конце ПР II скорости в слое резко уменьшаются в восточном направлении - с $4,2-4,25$ км/с до $3,7-3,9$ км/с, что, вероятно, обусловлено изменением литологического состава слагающих его пород - возможно замещением вулканических пород осадочными (?).

Мощности разных слоев осадочно-вулканогенного покрова изменяются по латерали неоднотипно. Так, наибольшая мощность ($1,2$ км) второго сверху слоя наблюдается на юго-восточном конце ПР II и в центральной части впадины в пределах ПР I ($1,3$ км, ПК $150-190$ км), третьего слоя - в юго-западной части впадины на ПР I ($1,6$ км, ПК $200-260$ км) и юго-восточной части ПР II ($1,4$ км). Наибольшая мощность нижнего слоя ($V = 4,9-5,3$ км/с), расположенного в основании осадочно-вулканогенного покрова, наблюдается в центральной части впадины (более $2,0$ км). Этот слой имеет гораздо более низкие по сравнению с вышележащими слоями значения K (табл. 2), что, возможно, обусловлено большей степенью его метаморфизма. В некоторых случаях и осадочные породы могут иметь низкие значения K . Например, в ряде работ [23, 32] приводятся данные о том, что песчаники с пористостью до 20% и глинистые породы ($V_p = 4,5-5,5$ км/с) с ориентированной трещиноватостью имеют значения $K > 1,5$.

Преломляющие границы в осадочно-вулканогенном покрове, как правило, не конформны. На этом основании можно, казалось бы, считать их поверхностями несогласия, возможно стратиграфического. Однако, не исключая этой возможности на отдельных участках (в условиях субгоризонтального залегания), в целом они все-таки являются, по-видимому, литофизическими границами, отражаю-

щими степень метаморфизма (катагенеза) осадочных отложений [1].

Вряд ли какую-либо стратиграфическую нагрузку несут также преломляющие границы осадочно-вулканогенного покрова в переходной зоне между Корейским плато и впадиной (ПР II, $130-150$ км). Здесь меняется отношение мощностей слоев, преломляющая граница с $V = 3,3$ км/с располагается ниже поверхности акустического фундамента, изолинии скоростей в кристаллической части коры "втянуты" вглубь земной коры, а по теплофизическим измерениям наблюдается относительный максимум теплового потока. По-видимому, наблюдаемая здесь глубинная разломная зона обусловила повышенную проницаемость земной коры, а связанные с ней физико-химические процессы явились главной причиной формирования наблюдаемых преломляющих границ.

В кристаллической части земной коры в качестве единой границы, наряду с поверхностью фундамента, для всей исследованной площади можно, по-видимому, рассматривать и преломляющую границу, располагающуюся непосредственно под фундаментом, практически конформную ему и ограничивающую снизу слой с $V = 5,4-6,4$ км/с. Этот слой имеет мощность $1,5-2,5$ км и по скоростным характеристикам соответствует "гранитно-метаморфическому" слою континентальной коры. Не исключено, что в некоторых местах эта граница является литолого-стратиграфической [16], разделяющей крупные складчатые комплексы и по существу характеризующей поверхность "зеркала складчатости" [9]. В частности, она может разделять архей-протерозойский и архейский, более метаморфический, комплексы пород или палеозой-юрские и архей-позднепротерозойские образования [25].

Сейсмические характеристики слоев средней и нижней частей разреза земной коры позволяют выделить в пределах исследованных профилей МПВ несколько структурных блоков.

Типично континентальное строение земная кора имеет в пределах Корейского плато (ПР II, $160-200$ км). Здесь мощность составляющих ее кристаллическую часть слоев, величины и распределение скоростей в них полностью идентичны таковым Ханкайского массива [4], который "имеет черты сходства со структурами Кореи или составляет их продолжение" [8, с.143] Мощность земной коры в пределах исследованной части Корейского плато составляет величину не менее, по крайней мере, 28 км. Реальную мощность ее определить здесь не удалось из-за недостаточной длины наблюдаемых годографов (отсутствие отраженных волн от M может быть обусловлено и малой акустической жесткостью соответствующей границы в крайних условиях Корейского плато).

Континентальным типом строения земной коры характеризуется и район, притягающий к п-ову Корея (ПР II, 280-320 км). Здесь выделяются те же слои, что упоминались выше; однако скорости в них более высокие, а мощности меньшие, чем на Корейском плато. Это связано, по-видимому, с тем, что рассматриваемый участок ПР I расположен в пределах континентального склона, т.е. в переходной зоне от структуры Корейского п-ова к структуре впадины Цусима. Полная мощность земной коры здесь не установлена, однако величина ее должна быть не менее 20 км.

Глубинная часть коры в районе трога (ПР I, 0-100 км) представлена слоем, в котором величины и характер распределения скоростей отвечают средне-статистическим значениям их в 3-ем океаническом слое земной коры [17]. Отличается от средне-статистических величин в большую сторону мощность этого слоя (7-11 км для трога, против 4-5 км для Тихого океана), хотя на некоторых участках океана (океанические поднятия) подобные мощности встречаются. Поверхность М является зеркальным отображением кровли рассматриваемого слоя, а глубина залегания ее в районе ПК 100 км составляет 13 км и является наименьшей для обоих профилей.

Глубинная часть разреза земной коры впадины Цусима является наиболее сложно построенной по сравнению с ранее рассмотренными структурами. Определенные для нее величины и распределение скоростей сопоставимы с таковыми в "базальтовом" слое континентальной коры или в 3-ем слое океанических поднятий океанической коры. Описываемая часть разреза здесь имеет двухслойное строение. В свою очередь верхний из этих слоев можно подразделить на две части - верхнюю градиентную ($V = 6,6-7,05$ км/с, β - до $0,01$ с⁻¹), и нижнюю - с постоянными ($6,6-6,78$ км/с) или даже пониженными (до $6,6$ км/с) скоростями. Следует однако иметь в виду то, что параметры нижней части этого слоя (величины скоростей, положение в разрезе и конфигурация его кровли) определены приблизительно из-за не всегда уверенного прослеживания соответствующих волн на сейсмограммах (эти волны следятся в дальней от ПВ зоне расстояний и их интенсивность сравнима с интенсивностью волн-помех). Тем не менее наличие пониженных скоростей в основании разреза верхнего слоя не противоречит наблюдаемому волновому полю, а на некоторых участках (например, ПР I, 140-170 км) хорошее качество регистрируемых волн позволяет выявить понижение скоростей достаточно уверенно.

Нижний слой находится в основании земной коры и имеет повышенные скорости ($6,9-7,5$ км/с) и довольно выдержанную мощность (около 3-х км). Обращает на себя внимание характер распределения

скоростей в этом слое. Так по ПР II (юго-восточное направление) величины скоростей остаются постоянными ($7,25-7,30$ км/с) вдоль всего профиля. Это постоянство выдерживается, судя по приводимой ранее краткой характеристике волн, на поперечных профилях, по площади внутри треугольника АДСС 16-8-11. В северо-восточном же направлении (ПР I) распределение скоростей имеет довольно сложный характер. Значения их изменяются в пределах $6,9-7,55$ км/с, достигая максимальных величин на ПК 170-190 км. Отличается на разных профилях и взаимоотношение морфологии границ кровли и подошвы высокоскоростного слоя с морфологией поверхности кристаллического фундамента. На ПР II эти границы дисконформны, а на ПР I имеют в целом согласное залегание, т.е. в последнем случае структура глубинных границ может свидетельствовать, в какой-то мере, о возможном древнем возрасте их формирования. В целом же создается впечатление (возможно основанное на совпадении случайных факторов), что профиль I располагается вкрест простирания глубинных структур, а ПР II - по их простиранию (упомянутый выше характер анизотропии скоростей также согласуется с этим предположением). На участке 140-180 км ПР I над поверхностью М наблюдается слой пониженной скорости, а вся нижняя кора характеризуется пониженными скоростями с минимальными значениями последних в районе ПК 150 км. Понижение скоростей вероятно обусловлено увеличением проницаемости разреза в районе разломной зоны, разделяющей приподнятую северо-восточную часть впадины (100-140 км) от ее центральной части (140-220 км). Поднятие глубинных границ на ПК 100-140 км ПР I пространственно совпадает с вулканотектонической полосой, протягивающейся от о.Ульшидо до о-вов Токто, т.е. генетически эти структуры каким-то образом взаимосвязаны.

Кристаллическая часть коры впадины Цусима характеризуется аномально низкими, зачастую близкими к предельным, величинами коэффициентов "К" (табл.2), которые по данным глубинных сейсмических исследований [20] изменяются обычно в пределах 1,6-1,8. Данные ВСП на Кольской сверхглубокой скважине [6] дали аналогичные результаты, хотя измерения физико-механических свойств по керну скважины амфиболит-мигматит-гнейсового комплекса пород, залегающего на глубинах 7-11 км, дали средневзвешенные значения коэффициентов Пуассона $0,01-0,18$ (среднее для комплекса $0,11$), что соответствует значениям $K=1,42-1,60$ (среднее - $1,51$). Поэтому относительно низкоскоростные волны, регистрирующиеся во впадине, рассматриваются как поперечные в какой-то мере чисто условно (возможна иная природа этих

волн). Важно однако то, что конфигурация границ, закономерности распределения скоростей в слоях, определенные по низкоскоростным, более дифференцированным относительно продольных волнам, отвечают итоговому разрезу, построенному по продольным волнам, и в какой-то мере подтверждают правильность проведенных построений.

Сочленение впадины Цусима со структурами Корейского плато и трога (между Корейским плато и поднятием Оки) происходит по переходным зонам, ширина которых достигает 40-50 км (ПР II, 110-160 км; ПР I, 100-140 км). В этих зонах меняется конфигурация преломляющих границ, величины скоростей в слоях, с большой вероятностью можно предположить наличие пронизывающих всю мощность земной коры глубинных разломов.

Приведенные данные не дают прямого ответа относительно геологической природы впадины Цусима. Уверенно можно говорить лишь о том, что видимых признаков образования впадины в результате спрединга в структуре земной коры не отмечается. Имеющаяся совокупность информации более всего соответствует предположению об образовании впадины в результате "базификации" континентальной коры. В этой связи напомним, что С.В. Соболев [18] подсчитал, что за счет только твердофазовых реакций в веществе при изменении физических условий, например, температуры, за 19 млн лет может образоваться бассейн глубиной 7-8 км, т.е. то, о чем правомерно говорить и в отношении исследованного района. Если это так, то граница М скорее всего "создана" пластовыми интрузиями, обусловившими резкость границы и ее хорошие отражающие свойства [13], и является внутрикоровой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жильцов Э.Г. и др. Результаты экспериментальных исследований методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о.Сахалин. Препр.Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 48 с.
2. Геологическая карта дна Японского моря. 1:2500000/Ред. Берсенев И.И., Красный М.Л.Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984.
3. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 207 с.
4. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976. 90 с.
5. Ковылин В.М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 206 с.
6. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
7. Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
8. Кропоткин П.Н., Шахарстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижною пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
9. Крылов С.В., Мишенькин Б.П. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре// Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971. С.55-62.
10. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1992. 167 с.
11. Ли Дюк Нам. Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря//Тихоокеан. геология. 1990. N 5. С.3-11.
12. Метод преломленных волн. М.:Наука, 1990. 297 с.
13. Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р. Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцова моря и проблемы неоднозначности ее построения// Физика Земли. 1995. N 2.С.73-83.
14. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М: Наука, 1978. 264 с.
15. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973. 218 с.
16. Резанов И.А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре//Природа сейсмических границ в земной коре. М.:Наука, 1971. С.124-132.
17. Семенова Г.И. Океанический слой земной коры на структурах ложа Тихого океана по сейсмическим данным. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. 22 с.
18. Соболев С.В. Физико-химическая модель интенсивного опускания континентальной коры//Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.:Наука, 1986. С.152-157.
19. Терехов Е.П. Донеогеновые вулканокластические и осадочные комплексы пород дна Японского моря. Автореф. канд.дис. Владивосток, 1991. 27 с.
20. Alekseev A.S., Egorkin A.V., Pavlenkova N.J. Shear waves in lithosphere studies on the territory of the USSR// Tectonophysics. 1988. 154. P.227-239.
21. Cervený V., Psencik J. Program SEIS83: Numerical Modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method// Charles Univ., Pragma, 1983. 105 p.
22. Choi K.S., Lee H.K. A study of the crustal structure in and around the Korean Peninsula by analysing gravity data.// Jour. Korean Earth Science society. 1993. V.14. N 2. P.225-230.
23. Crampin S., Radovich B.J. Interpretation of synthetic common-depth - point gathers for a single anisotropic layer// Geophysics. 1982. V.47. N 3. P.323-335.
24. Chung T., Hirata N., Sato R. Two-Dimensional P-and S-wave velocity structure of the Yamato Basin, the southeastern Japan Sea, from Refraction Data collected by an ocean bottom seismographic array// J. Phys.Earth.1990. 38. P.99-147.
25. Geology of Korea, Lee D. S(edit), 1978, 515 p.
26. Hirata N., Shinjo N. SEISOBS-modified version of SEIS83 for ocean bottom seismograms, Zisin//J.Seism.Soc.Japan. 1986.ser.2. 39.P.317-321 (in Japanese).
27. Lee K.E. Geological structure of Ulleung back-arc Basin, East Sea. M.S. Thesis. Seoul National Univ. 1992. 121 p.
28. Leeman W.p., Fitton J.G. Magmatism associated with lithospheric extension// J. Geophys. 1989.V.94,N B6.

29. Ludwig W.J., Murauchi S., Hontz R.E. Sediments and structure of the Japan Sea//Geol.Soc.Amer.Bull. 1975. V.86, N 5. P.651- 664.
30. Peirce C., Barton P.J. Southern segment of the European Geotraverse. A wide-angle seismic refraction experiment in the Sardinia Channel//Marine Geophys.Res.14(3). 1992. P.227-248.
31. Schluter H.U., Chun W.C. Seismic surveys off the east coast of Korea.UN ESCAP/ CCOP Techn.Bull. 1974. V.8. P.1-14.
32. Tatham R.H. Vp/Vs and lithology//Geophysics. 1982. V.17, N 3. P.336-344.

Поступила в редакцию 13 марта 1996 г.

*G.I. Anosov, B.Ch. Sok, V.V. Argentov, S.K. Bikkenina, V.V. Zhigulev, E.G. Zhiltsov,
K.F. Sergeev, V.N. Soloviev*

Deep crustal structure of the Tsushima Basin (the Japan Sea) from seismic-refraction studies

Two seismic-refraction lines in the southwestern part of the Japan Sea (Tsushima Basin) were carried out by the Institute of Marine Geology and Geophysics (Russia) and the Ocean Research and Development Institute (KORDI) in 1991. P-wave and PS-wave data were analysed in detail, and the two-dimensional P-velocity model of the crust was constructed. The crustal thickness varies from 14-16 km (including a water layer) under the Tsushima basin to 20-28 km under its outlying areas. The basement interface displays the depression structure filled by sediments about 6 km thick. The internal crustal structure is presented by two layers with the a quite complex distribution of the velocity. There is a low-velocity layer over the Moho boundary. The existing information is in agreement with the hypothesis that the basin was generated as a result of "basification" of continental crust.

ПРЯМАЯ ЗАДАЧА ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ СФЕРИЧЕСКОГО МНОГОГРАННИКА

*В.Ю.Косыгин**, *Ю.В.Пятаков***, *В.Н.Красиков***

* *Институт прикладной математики ДВО РАН, г.Хабаровск*

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Ю-Сахалинск*

Получен алгоритм решения прямой задачи гравиметрии для сферического многогранника с постоянной плотностью. Алгоритм предназначен для построения плотностных моделей крупных структур планеты по данным наблюдений гравитационного поля.

ВВЕДЕНИЕ

Опыт количественной интерпретации гравимагнитометрических данных показывает, что построение региональных моделей необходимо проводить в трехмерном пространстве [1,2]. Однако, используя трехмерные модели больших регионов, нельзя не учитывать истинную фигуру планеты [3]. При выполнении расчетов, которые проводятся с целью построения по наблюдаемому гравитационному полю плотностных моделей земной коры и верхней мантии, обычно принимается, что поверхность Земли плоская [4]. Такой подход не приводит к заметным погрешностям, если моделируются небольшие по размерам территории. Однако при построении моделей больших регионов, когда размеры возмущающих тел составляют несколько сотен километров и более, неучет сферичности может привести к существенным ошибкам [1]. Результаты численных экспериментов на ЭВМ показывают, что неучет сферичности планет в задачах гравитационного и магнитного моделирования приводит к ошибкам: до 30% при определении V_r [5] и 20%-30% при решении обратных задач [6,3].

1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ СФЕРИЧЕСКОГО ПАРАЛЛЕЛЕПИДЕДА

В соответствии с определением, данным в работах [1,3,5], под сферическим прямоугольным параллелепипедом будем понимать тело, ограниченное сферическими координатными поверхностями $\varphi_1, \varphi_2, \lambda_1, \lambda_2, r_1, r_2$, которое находится внутри сферы, описанной средним радиусом Земли (рис.1).

Тогда ускорение силы притяжения, обусловленное описанным выше телом в точке $P(R, \varphi_0, \lambda_0)$ определится соотношением [1,3,5,7]:

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = -f \int_{r_1}^{r_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(r, \varphi, \lambda) \frac{\partial \left(-\frac{1}{P} \right)}{\partial R} \cdot r \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda \, dr = f \int_{r_1}^{r_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(r, \varphi, \lambda) \cdot \frac{(R - r \cos w)}{P^3} r^2 \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda \, dr. \quad (1)$$

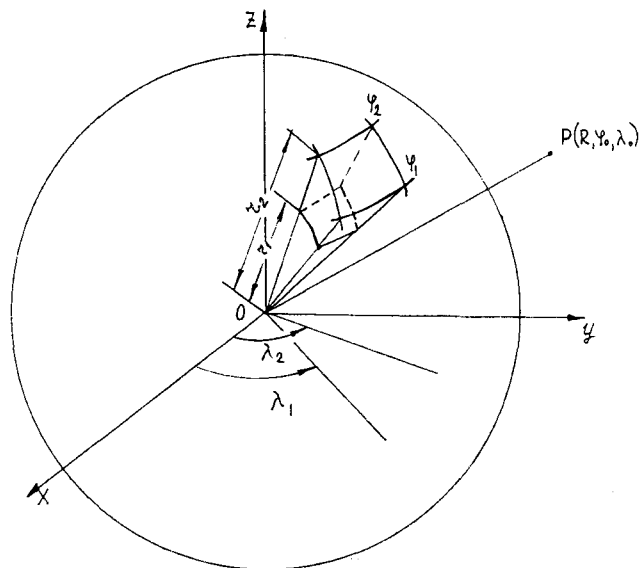


Рис.1 Положение тела, ограниченного сферическими координатными поверхностями, внутри шарообразной Земли [1].

Здесь f - гравитационная постоянная;

$$P^2 = R^2 + r^2 - 2Rr \cos w;$$

$$\cos w = \cos \varphi_0 \cos \varphi + \sin \varphi_0 \sin \varphi \cos(\lambda_0 - \lambda);$$

w - угол при центре сферы между направлениями на точки R, φ_0, λ и r, φ, λ соответственно.

2. Алгоритм решения прямой задачи гравиметрии для сферического прямоугольного параллелепипеда.

Интеграл в правой части (1) не выражается в конечном виде, поэтому для его вычисления целесообразно использовать численные методы.

Имеется много способов приближенного вычисления многократных интегралов [8-15 и др.]. Однако известно [1], что применение длинных кубатурных процессов приводит к накоплению существенных ошибок счета, что обуславливает неустойчивость вычислительной схемы. Поэтому, прежде чем выполнять кубатурный процесс вычис-

ления тройных интегралов типа (1) целесообразно выполнить аналитическое интегрирование [1].

В случае, когда плотность $\sigma(r, \varphi, \lambda, z)$ изменяется вдоль r по линейной зависимости $\sigma(r) = \sigma + k(r_2 - r)$ правую часть (1) интегрированием по переменной r можно привести к виду [1]:

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = -f \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{r_1}^{r_2} \sigma(r) \frac{(R - r \cos w)}{P^3} \cdot r^2 \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda \, dr = f(\sigma + kr_2) \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (R F_3^2 - \cos w F_3^3) \cdot \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda - f k \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (R F_3^3 - \cos w F_3^4) \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda . \quad (2)$$

Здесь

$$F_n^m \equiv F_n^m(\varphi, \lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \frac{r^m}{P^n} dr, \quad (3)$$

$m = 0, 1, 2, \dots; n = 2i + 1; i = 0, 1, 2, \dots$

Интегралы (3) выражаются в аналитическом виде рекуррентными соотношениями [16, 8].

$$F_{2i+1}^m = \frac{r^{m-1}}{(m-2i)P^{2i-1}} - \frac{(2m-2i-1)}{2(m-2i)} b F_{2i+1}^{m-1} - \frac{(m-1)}{(m-2i)} a F_{2i+1}^{m-2}, \quad m \neq 2i$$

$$F_{2i+1}^{2i} = \frac{r^{2i-1}}{(2i-1)P^{2i-1}} - \frac{b}{2} F_{2i+1}^{2i-1} + F_{2i+1}^{2i-2}$$

$$F_{2i+1}^0 = \begin{cases} \frac{2(2r+b)}{(2i-1)\Delta P^{2i-1}} + \frac{8(i-1)}{\Delta(2i-1)} F_{2i+1}^0, & \Delta \neq 0 \\ \frac{1}{2i+2} \cdot \frac{1}{P^{2i+2}}, & \Delta = 0 \end{cases}$$

$$F_1^0 = -\ln\left(P - \frac{b}{2} - r\right),$$

$a = R^2, \quad b = -2R \cos w, \quad \Delta = 4a - b^2.$

Для вычисления интегралов типа (2) в работах [1, 5] рассмотрена вычислительная схема, основанная на построении декартовых произведений квадратур $(I'_{n1} \cdot I'_{n2})$ гауссовского типа

$$I' = \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2} \cdot \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \sum_{i=1, n_1} \sum_{j=1, n_2} A_i B_j F(\varphi'_i, \lambda'_j).$$

Здесь $F(\varphi'_i, \lambda'_j)$ - подинтегральная функция правой части (2); A_i, B_j - весовые коэффициенты; φ'_i, λ'_j - узлы квадратурной формулы [1, 5].

Общая методика построения квадратур $(I'_{n1} \cdot I'_{n2})$, а также организация вычислительного процесса, обеспечивающего заданную точность μ вычисления интегралов типа (2)

$$|I - I'| < \mu$$

дана в работах [1, 5]. Здесь I - точное значение интеграла, I' - его приближенное значение. В этих же работах приведены тестовые примеры решения прямых задач.

Наряду с рассмотренным элементарным аппроксимирующим телом - сферическим прямоугольным параллелепипедом при решении практических задач удобно бывает также использовать и другие аппроксимирующие тела - сферические многогранники.

3. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ СФЕРИЧЕСКОГО МНОГОГРАННИКА С ПОСТОЯННОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

Пусть задан контур изучаемого геологического объекта в виде системы N точек $\{\varphi'_i, \lambda'_i\}, i=1, N$ на сферической поверхности Земли. Соединяя эти точки дугами большого круга, получим сферический N -угольник. В соответствии с [1], сферическим многогранником будем называть тело ограниченное двумя сферическими N -угольниками $S_{1c\varphi}, S_{2c\varphi}$, и плоскими боковыми гранями $S_{is}, i=1, N$ (рис. 2).

Ускорение силы притяжения в точке $P(R, \varphi_0, \lambda_0)$, обусловленное сферическим многогранником V с постоянной плотностью δ определяется соотношением

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = f \sigma \iiint_V \frac{R - r \cos w}{P^3} r^2 \sin \varphi \, d\varphi \, d\lambda \, dr. \quad (4)$$

4. АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ СФЕРИЧЕСКОГО МНОГОГРАННИКА С ПОСТОЯННОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

Определим интеграл в правой части (4), выполнив, предварительно поворот системы координат $OXYZ$ вокруг точки O так, чтобы ось OZ' новой системы координат $OX'Y'Z'$ совпала с вектором \overline{OP} (см. рис. 2).

В новой системе координат соотношение (4) будет иметь вид

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = f \sigma \iiint_V \frac{R - r' \cos \varphi'}{(P')^3} \cdot (r')^2 \sin \varphi' \, d\varphi' \, d\lambda' \, dr', \quad (5)$$

$(P') = R^2 + (r')^2 - 2Rr' \cos w.$

Интеграл в правой части (5) можно представить в виде суммы интегралов

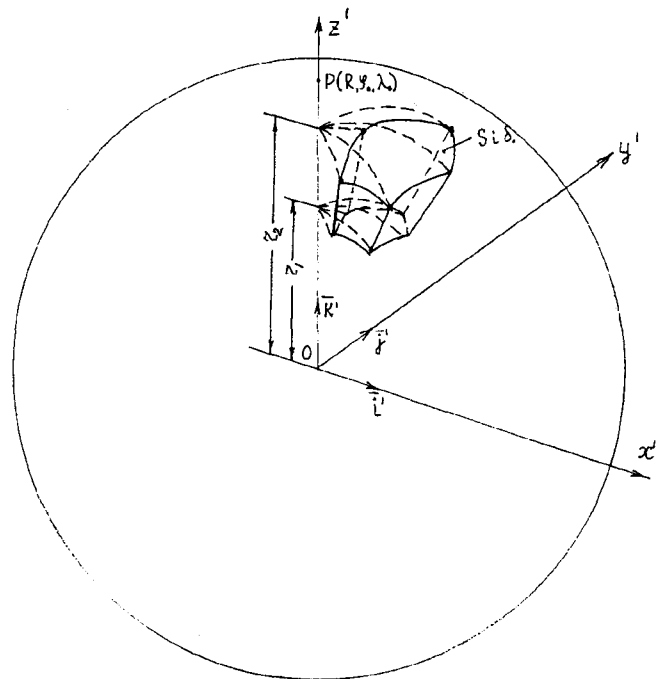
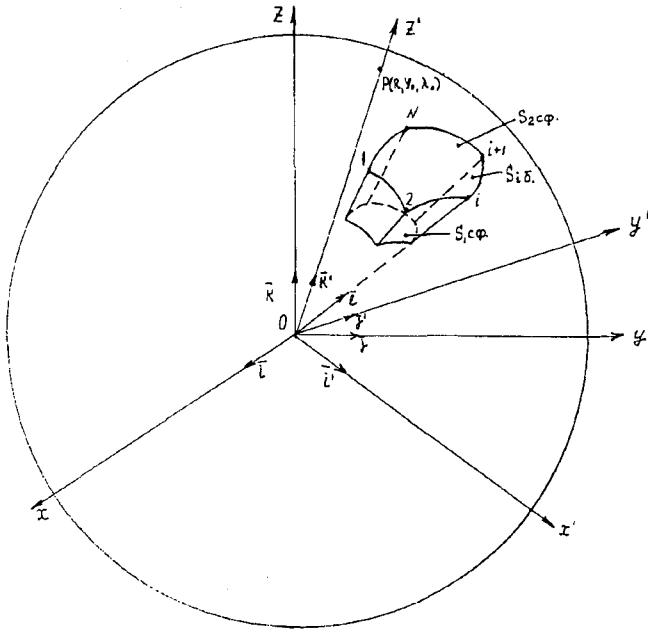


Рис.2 Сферический многогранник ($\bar{i}, \bar{j}, \bar{k}$ и $\bar{i}', \bar{j}', \bar{k}'$ - базисные вектора систем координат $OXYZ$ и $OX'Y'Z'$).

Рис.3 Сферический многогранник в системе координат $OX'Y'Z'$.

Вектор \bar{l} принадлежит плоскости $X'OZ'$.

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = f\sigma \iiint_V \frac{R - r' \cos \varphi'}{(P')^3} \cdot (r')^2 \sin \varphi' d\varphi' d\lambda' dr' = f\sigma \sum_{i=1, N} t_i \iiint_{V_i} \frac{R - r' \cos \varphi'}{(P')^3} \cdot (r')^2 \sin \varphi' d\varphi' d\lambda' dr', \quad (6)$$

где $t_i = \text{sign}[(a_i x_0 + b_i y_0 + c_i)(a_i x_{i+2} + b_i y_{i+2} + c_i)]$, x_0, y_0, z_0 и $x_{i+2}, y_{i+2}, z_{i+2}$ - декартовы координаты точки P и $i+2$ -й вершины сферического многоугольника V :

$$\begin{cases} x = r \sin \varphi \cos \lambda \\ y = r \sin \varphi \sin \lambda \\ z = r \cos \varphi \end{cases}$$

$a_i x + b_i y + c_i$ - уравнение плоскости i -й боковой грани (здесь полагается, что многогранник V такой, что все его точки лежат по одну сторону относительно плоскости каждой боковой грани S_{1s}); V_i - элементарный сферический многогранник (см.рис.3, рис.4), ограниченный двумя сферическими треугольниками $S_{1c\varphi}, S_{2c\varphi}$, и тремя плоскими боковыми гранями; точка P лежит на прямой, совпадающей с одним из боковых ребер V_i .

Интегрируя правую часть (6) по переменным r' и φ' получим

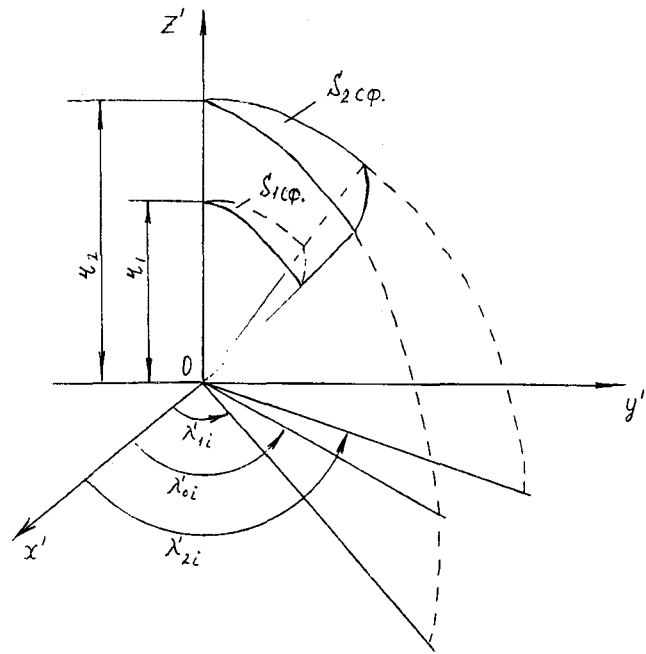


Рис.4 Элементарный сферический многогранник V_i .

$$V_r(R, \varphi_0, \lambda_0) = f\sigma \sum_{i=V} t_i \int_{\lambda_{1i}}^{\lambda_{2i}} \int_0^{\varphi_1(x')} (RF_3^2 - \cos \varphi' F_3^3) \Big|_{r=r_1}^{r=r_2} \Big|_{\varphi=0}^{\varphi=\varphi_2(\lambda')} d\lambda', \quad (7)$$

$$F_3^2 = \int \frac{(r')^2}{(p')^3} dr', \quad F_3^3 = \int \frac{(r')^3}{(p')^3} dr' \quad (8)$$

$$F(\lambda') = \left[\frac{1}{6} (S - \mu - (r')^2 - 4r' \cos \varphi') - \cos^2 \varphi' \right] \mu + \cos \varphi' \sin^2 \varphi' \ln S,$$

$$\mu = \frac{P'}{R}, \quad r' = \frac{r}{R}, \quad S = \mu - \cos \varphi' + r'$$

(см.рис.5).

Заметим, что интегрирование (6) удобнее выполнять сначала по переменной φ' , а затем по r' .

Учитывая, что значения интегралов (4)-(7) не изменяются при ортогональном вращении системы координат (это объясняется инвариантностью

$P' = P = \sqrt{R^2 + r^2 - 2Rr \cos w}$ в системах $OX'Y'Z'$ и $0XYZ$) будем полагать, что $\lambda'_{1i} = 0$, а $\lambda'_{2i} = L_i$. Здесь L_i - угол сферического треугольника. Значения L_i и $\cos(\varphi'(\lambda'))$ определяются формулами сферической тригонометрии [8].

Можно показать, что интегрирование правой части (7) по переменной λ' приводит к неполным эллиптическим интегралам, что требует соответствующих вычислительных схем (типа преобразований Ландена [13]) для их численной реализации.

Поэтому целесообразно для вычисления интегралов (7) использовать квадратурные формулы типа Гаусса-Лежандра [13]:

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) d\lambda = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \sum_{k=1, n} w_k F(\lambda'_k) + R_n, \quad (9)$$

$$\lambda_k = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} x_k + \frac{\lambda_2 + \lambda_1}{2}.$$

Соответствующие этой формуле ортогональные многочлены - многочлены Лежандра $P_n(x)$, $P_n(1)=1$, x_k - k-й нуль многочлена $P_n(x)$ [13].

Весовые коэффициенты:

$$w_k = \frac{2}{(1-x_k^2)(P'_n(x_k))^2}.$$

Остаточный член

$$R_n = \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{2n+1} \cdot (n!)^4}{(2n+1)[(2n!)]^3} 2^{2n+1} \cdot F^{2n}(\xi).$$

Значения x_k и w_k до 96 порядка включительно приведены в [13].

В таблицах 1-2 приведены значения узлов и весовых коэффициентов квадратурной формулы (9), соответствующие значениям $n=8, 12$. Учитывая, что

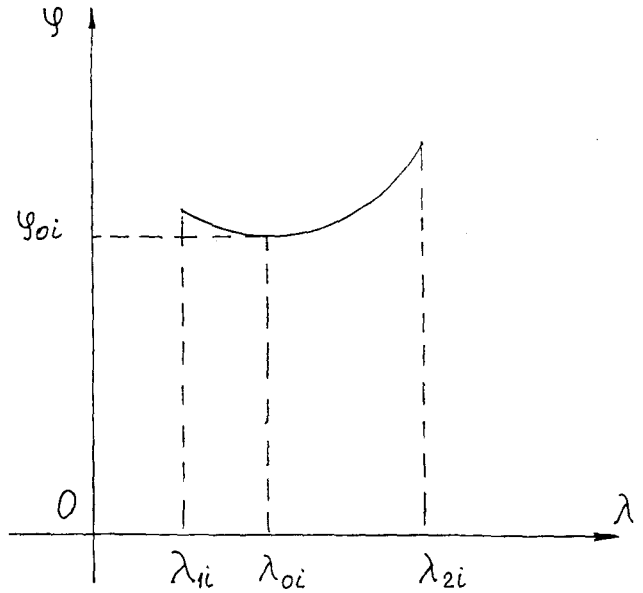


Рис.5 Верхний предел интегрирования (7) ($\varphi' = \varphi'_i(\lambda')$) квадратуры Гаусса чувствительны к незначительным ошибкам в значениях узлов и весовых коэффициентов, вычисления целесообразно проводить с удвоенной точностью.

Таблица 1

Узлы и весовые коэффициенты квадратурной формулы Гаусса (n=8)

0.183434642495650	0.362683783378362
0.525532409916329	0.313706645877887
0.796666477413627	0.222381034453374
0.960289856497536	0.101228536290376

Таблица 2

Узлы и весовые коэффициенты квадратурной формулы Гаусса (n=12)

0.125233408511469	0.249147045813403
0.367831498998180	0.233492536538355
0.587317954286617	0.203167426723066
0.769902674194305	0.160078328543346
0.904117256370475	0.106939325995318
0.981560634246719	0.047175336386512

5. МОДЕЛЬНЫЙ ПРИМЕР РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ СФЕРИЧЕСКОГО МНОГОГРАННИКА С ПОСТОЯННОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

В качестве модельного примера рассмотрим сферический прямоугольный параллелепипед, размеры которого по долготе и широте, а также общее

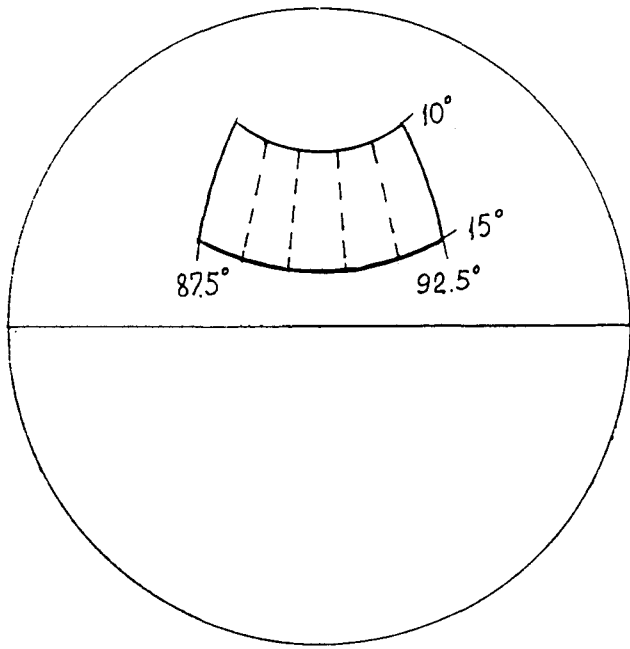


Рис.6 Модельный пример. Проекция сферического прямоугольника параллелепипеда на сферическую поверхность Земли.

положение относительно сферической поверхности Земли показаны на рис.6. Здесь $R = 6371$ км, $\delta = 1,0$ г/см³. Мощность тела по радиусу $\Delta r = r_2 - r_1 = 300$ км, $r_2 = R - h$, $h = 30$ км. Значения ускорения силы притяжения V_r данного тела в точках $\{R, \varphi_0, \lambda_0\}$ рассчитаны в работе [1] и приведены в табл.3,4.

В этих же таблицах приведены значения V'_r , полученные путем разбиения сферического прямоугольного параллелепипеда системой из N сферических многогранников

$$V'_r = \sum_{i=1, N} V_i,$$

здесь V_i - ускорение силы притяжения i -го сферического многогранника в точке $\{R, \varphi_0, \lambda_0\}$. Схема разбиения сферического прямоугольного параллелепипеда системой сферических многогранников приведена на рис.6. При увеличении N значения V'_r совпадают с V_r , что свидетельствует о том, что полученный алгоритм решения прямой задачи гравиметрии

Таблица 3

	количество разбиений N	λ_0 , град ($\varphi_0 = 12,5^\circ$)			
		90°	90,5°	91°	91,5°
Значения	1	2827,3	2803,6	2732,3	2613,2
V'_r , мГл	3	2827,9	2804,2	2732,9	2613,7
	5	2827,9	2804,3	2732,9	2613,8
Значения V_r , мГл		2827,9	2804,3	2732,9	2613,8

метрии для сферического многогранника работает правильно.

Таблица 4

	количество разбиений N	$\varphi_0 = 0^\circ$
		$\lambda_0 = 0^\circ$
Значения	1	15,83830
V'_r , мГл	5	15,83731
	11	15,83728
	21	15,83727
Значения V_r , мГл		15,83727

Примечание. В табл.3 и табл.4 подчеркнуты расхождения результатов расчета V_r и V'_r .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем основные итоги выполненной работы:

1) рассмотрена математическая постановка и алгоритм решения прямой задачи гравиметрии для сферического прямоугольного параллелепипеда [1,3,5];

2) выполнена математическая постановка прямой задачи гравиметрии для сферического многогранника с постоянной плотностью;

3) получен алгоритм решения прямой задачи гравиметрии для сферического многогранника с постоянной плотностью;

4) проведено тестирование алгоритма на модельном примере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Загоротко А.Н. Методика решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев, 1986. 112 с.
2. Козленко В.Г., Русаков О.М., Старостенко В.И. Особенности глубинного строения северной части Индийского океана по данным трехмерного гравитационного моделирования // Современные проблемы морской геологии. 1980. Т.3. С.72-73.
3. Манукян А.Г. Решение прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Киев, 1985. 23 с.
4. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли / Под ред. С.И.Субботина. Киев: Наук.думка, 1979. 248 с.
5. Старостенко В.И., Манукян А.Г. Решение прямых задач гравиметрии на шарообразной Земле // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N12. С.34-50.
6. Старостенко В.И., Отанесян С.М., Манукян А.Г. Решение линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразной Земле // Изучение литосферы геофизическими методами (физические свойства, сейсмометрия,

- гравиметрия, магнитометрия). Сб. науч.тр. Киев, 1986. С.177-188.
7. Старостенко В.И., Манукян А.Г. Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразной Земле. //Изучение литосферы геофизическими методами (физические свойства, сейсмометрия, гравиметрия, магнитометрия). Сб. науч. тр.Киев, 1986. С.177-188.
 8. Демидович Б.П., Марон И.А. Основы вычислительной математики. М.: Изд-во физ-мат. лит., 1960. 658 с.
 9. Крылов В.И., Шульгина Л.Т. Справочная книга по численному интегрированию. М.: Наука, 1966. 372 с.
 10. Крылов В.И., Бобков В.В., Монастырский П.И. Вычислительные методы. М.: Наука, 1976-1977. Т.1-2.
 11. Мысовских И.П. Интерполяционные кубатурные формулы. М.: Наука, 1981. 336 с.
 12. Никольских С.М. Квадратурные формулы. М.: Наука, 1979. 256 с.
 13. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и математическими таблицами / Под ред. М.Абрамовица, И.Стигана. М.: Наука, 1979. 832 с.
 14. Хемминг Р.В. Численные методы для научных сотрудников и инженеров. М.: Наука, 1968. 400 с.
 15. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (для научных работников и инженеров) М.: 1978. 832 с.
 16. Двайт Г.Б. Таблицы интегралов и другие математические формулы. М.: Наука, 1966. 228 с.
 17. Привалов И.И. Аналитическая геометрия. М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962. 272 с.
 18. Степанов Н.Н. Сферическая тригонометрия. Л.-М., 1948.

Поступила в редакцию 7 февраля 1996

V.Yu.Kosygin, Yu.V.Pyatakov, V.N.Krasikov

The direct problem of gravimetry for a spherical polyhedron

An algorithm of solving the direct problem of gravimetry for a spherical polyhedron with constant density was obtained. The algorithm is meant for constructing density models of large structures of the planet from observation data on the gravity field.

К МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ ОБЪЕМНЫХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)

Ф.И.Манилов*, Е.Г.Иволга**

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

**Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

Рассмотрен ряд вопросов методики построения объемных физико-геологических моделей (ФГМ) рудных районов, в т.ч. разделение суммарного поля силы тяжести в условиях контрастной плотностной неоднородности верхней части разреза, построение геометрических моделей разрезов на основе аналитического продолжения поля силы тяжести и его градиентов в нижнее полупространство. Предложен вариант методики трехмерного прогнозирования на базе объемных ФГМ с использованием компьютерной технологии АИПС "Регион". В результате реализации изложенных методических подходов сделана оценка перспектив рудоносности Вознесенского рудного района на разных глубинных уровнях.

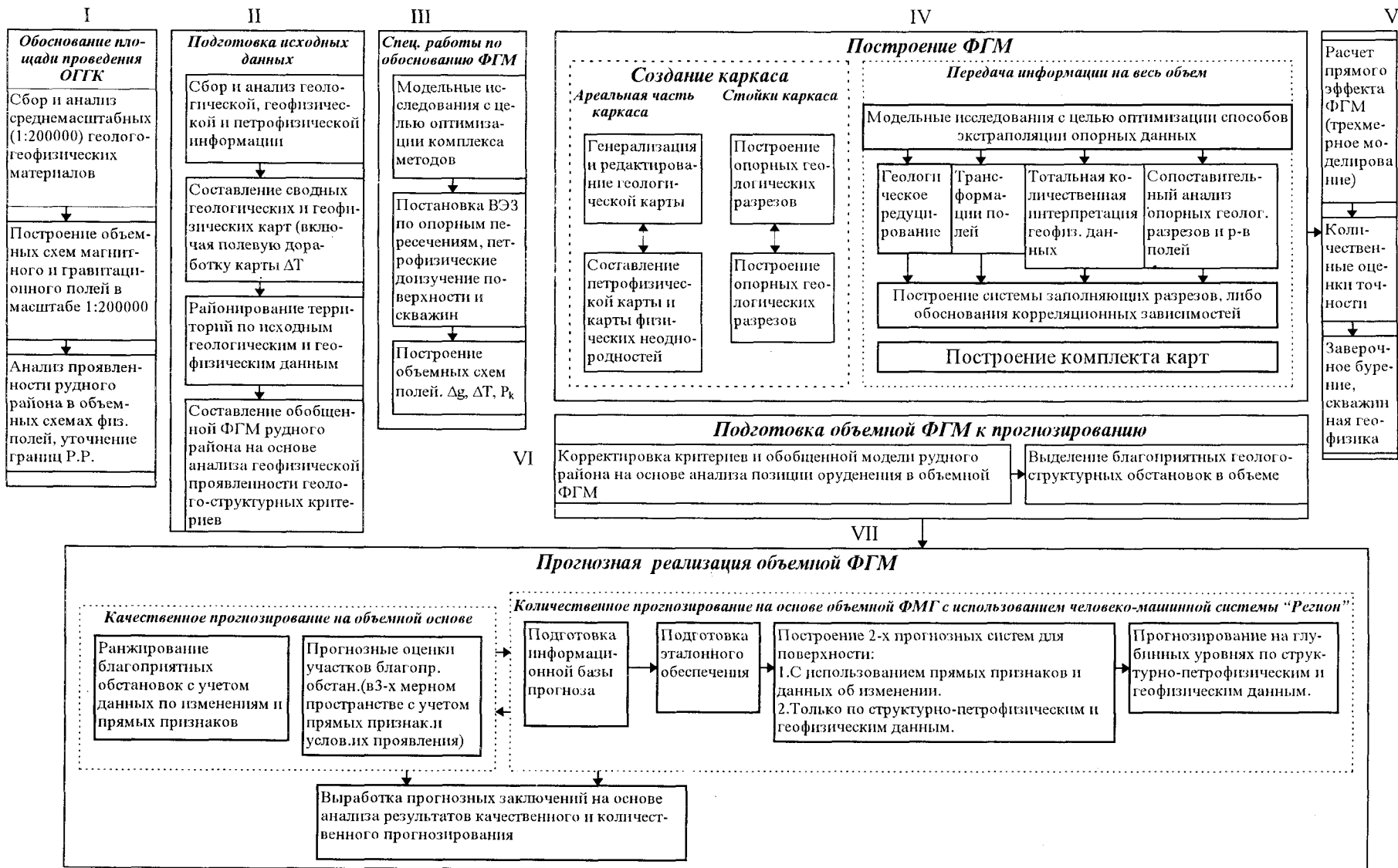
Под объемной физико-геологической моделью (ФГМ) рудного района мы понимаем объемную ФГМ территории рудного района с акцентированными факторами (установленными или предполагаемыми) рудоконтроля профилирующего оруденения и подчеркнутыми особенностями их геофизической проявленности. Принципы методики построения объемной ФГМ изложены нами ранее в [3,4]. Технологическая схема построения и прогнозной реализации объемной ФГМ приведена на рис.1. По сравнению с опубликованной ранее [4] она значительно дополнена. Существенная роль в новой схеме отводится первому блоку технологической цепи, настраивающему всю систему разработки объемной ФГМ на ее дальнейшую прогнозную реализацию. Разработан также новый блок - "Прогнозная реализация объемной ФГМ". При разработке звеньев технологической цепи, обеспечивающих построение объемной ФГМ, среди ряда прорабатываемых методических вопросов следует отметить следующее: а) подавление эффекта контрастной плотностной неоднородности верхней части разреза, вуализующей эффект более глубинных гравитирующих объектов; б) поиски эффективных способов построения геометрических моделей разрезов; в) обоснование физической параметризации геометрических моделей.

Подавление эффекта приповерхностных (интервал глубин 0-500 м) плотностных неоднородностей по сути является составной частью задачи разделения суммарного потенциального поля. Предварительная модельная проработка обобщенных ФГМ привела к выводу (аналогично [3]), что в условиях петрофизической контрастности верхней части разреза при достаточно крупных ареальных размерах приповерхностных неоднородностей такие способы разделения полей, как осреднение, пересчет

на высоту, частотный анализ, недостаточно эффективны. Более эффективно разделение путем последовательного количественного учета эффекта изученной части разреза (геологическое редуцирование, "разделение"). На рис. 2 приведен формализованный разрез с плотностными неоднородностями, характерными для Вознесенского рудного района (ВРР). Попытка илиминировать эффект скрытых неоднородностей верхней части разреза путем исключения осредненного поля (либо пересчитанного на высоту) ведет к существенному искажению даже качественной картины локальных аномалий, не отражающей характер распределения плотностных неоднородностей в изучаемой части разреза. Осредненное поле также недостаточно четко (точнее, достаточно слабо) фиксирует положение глубинных неоднородностей. Значительно лучше особенности строения глубинной части разреза проявляются при снятии прямого эффекта неоднородностей выходящих на дневную поверхность.

Закрепление геометрии разреза позволяет уменьшить неоднозначность решения обратной задачи, перейти к классу линейных задач. Обычно для построения глубинных границ разделов используют результаты других методов: при глубинных исследованиях - данные сейсморазведки (например, при сейсмогравитационном моделировании [1] при изучении верхней части разреза - данные ВЭЗ (например [3]); результаты оценок по данным магнитометрии. Аналогичный подход был реализован нами и при построении объемной модели ВРР. В то же время для реализации такой совместной интерпретации гравиметрических данных с результатами других методов необходимым условием является доказательство коррелируемости соответствующих параметров, во всяком случае единство

Блок-схема методики построения и прогнозной реализации ФГМ ВРР



К методике построения

Рис. 1. Блок-схема технологии построения объемных ФГМ.

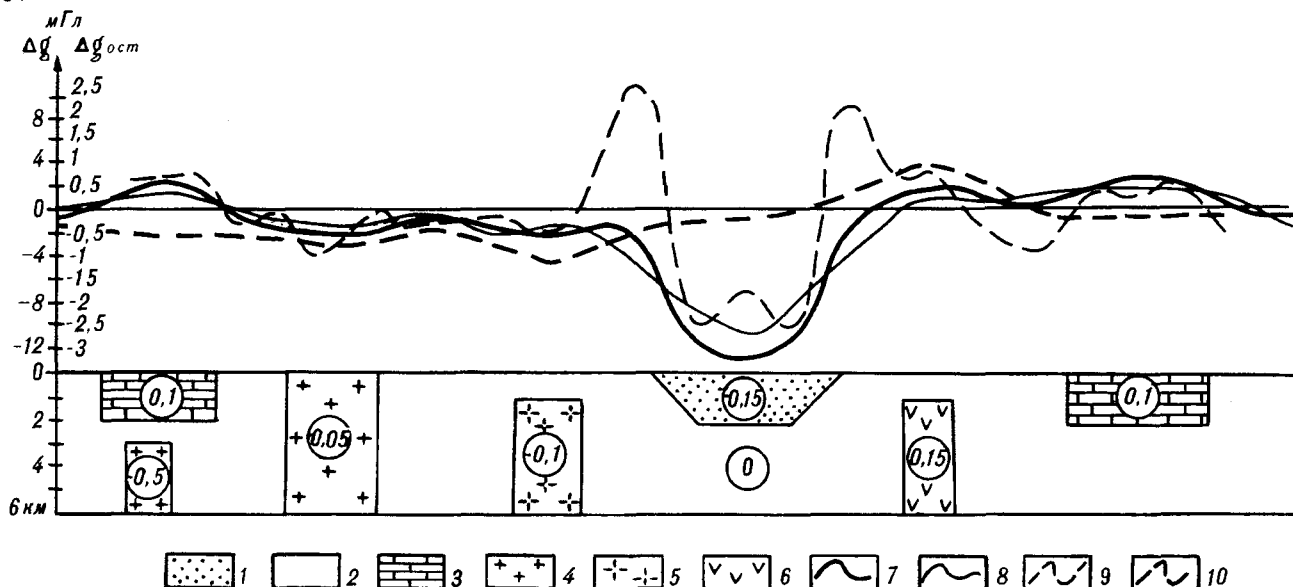


Рис. 2. Разделение полей в условиях петроплотностной контрастности верхней части разреза.

Петроплотностные неоднородности δ г/см³ ($\Delta\delta$ г/см³): 1. δ -2.20 (-0.45) - неоген-четвертичные осадки депрессионных структур; 2. δ -2.65 (0) - терригенная толща; 3. δ 2.75 (+0.10) - блоки карбонатных пород; 4. δ -2.60 (-0.05) - граниты вознесенского типа (грейзенизированные); 5. δ -2.55 (-0.10) - граниты раковского типа; 6. δ -2.80 (+0.15) - интрузии основного состава. Графики: 7 - Δg_i исходный; 8 - Δg_3 , осредненный с $l=+3$ км; 9 - $g - g_{ост} = \Delta g_i - \Delta g_3$; 10 - $\Delta g_{ост} = \Delta g_i - \Delta g_h=1$, где $\Delta g_h=1$ - эффект верхнего "слоя" мощностью 1 км.

петроплотностных, скоростных, геоэлектрических и других границ раздела, что далеко не всегда выполняется. Следовательно, нередко остается недоказанным идентичность гравитирующих объектов сейсмическим, магнитоактивным, геоэлектрическим. Указанное усиливает необходимость максимального извлечения информации о форме и элементах залегания тел непосредственно из данных каждого метода. В этой связи проанализирована эффективность различных вариантов аналитического продолжения гравитационного поля в нижнее полупространство [6] с построением разрезов Δg , нормированного градиента, полного и вертикального градиентов. Моделирование выполнено на 52 моделях, охватывающих различные классы элементарных тел, с исследованием характера изменения их проявленности в связи с положением на разных глубинных уровнях. В самом общем виде результаты модельных исследований сводятся к следующему. В целом более полную информацию об особенностях внутреннего строения разрезов дает совместное рассмотрение разрезов Δg и нормированных градиентов. В разрезах Δg наиболее четко проявляется геометрия и элементы залегания уходящих на глубину рвущих тел, особенно в интервале глубин 0-1(1,5) км. Максимумами нормированного и вертикального градиентов фиксируется глубина верхней кромки тел. При глубинах, превышающих 1,5 км, форма тел не определяется. Значительно хуже обстоит дело для тел, ограниченных по вертикали. Аномальное поле Δg в

разрезах имеет более сложную форму для ограниченных тел, выходящих на поверхность. Максимум нормированного градиента приближается к нижней кромке тела. В разрезах Δg последняя не проявляется. Надежное разделение двух классов тел в верхней части разреза осуществлялось путем совместного рассмотрения двух разрезов, а также сопоставлением с разрезами ρ_k . На рис.3 приведен фрагмент модельных исследований с демонстрацией одного из крайних неблагоприятных вариантов - ограниченное по глубине тело, выходящее на поверхность.

Модельные исследования также показали, что при крупномасштабном (1:50000) моделировании все локальные аномалии шириной до 6-10 км "выбираются" локальными неоднородностями в интервале глубин 0-3000 м. Суммарный эффект более глубинных неоднородностей удовлетворительно описывается в пределах одного-двух планшетов м-ба 1:50000 полиномами первой ($Ax + B$), реже - второй ($Ax^2 + Bx + C$) степени. Отсюда вывод - при моделировании верхней части разреза для рассматриваемого района подбор кривой можно завершать при условии, если расхождения теоретической и наблюдаемой кривой с заданной точностью описывается полиномом $Ax + B$, т.е. фон может быть аппроксимирован наклонной либо горизонтальной ($A=0$) плоскостью.

Обоснование физической параметризации неоднородностей в модели проводилось на основе изучения физических характеристик разреза и закономерностей пространственного распределения

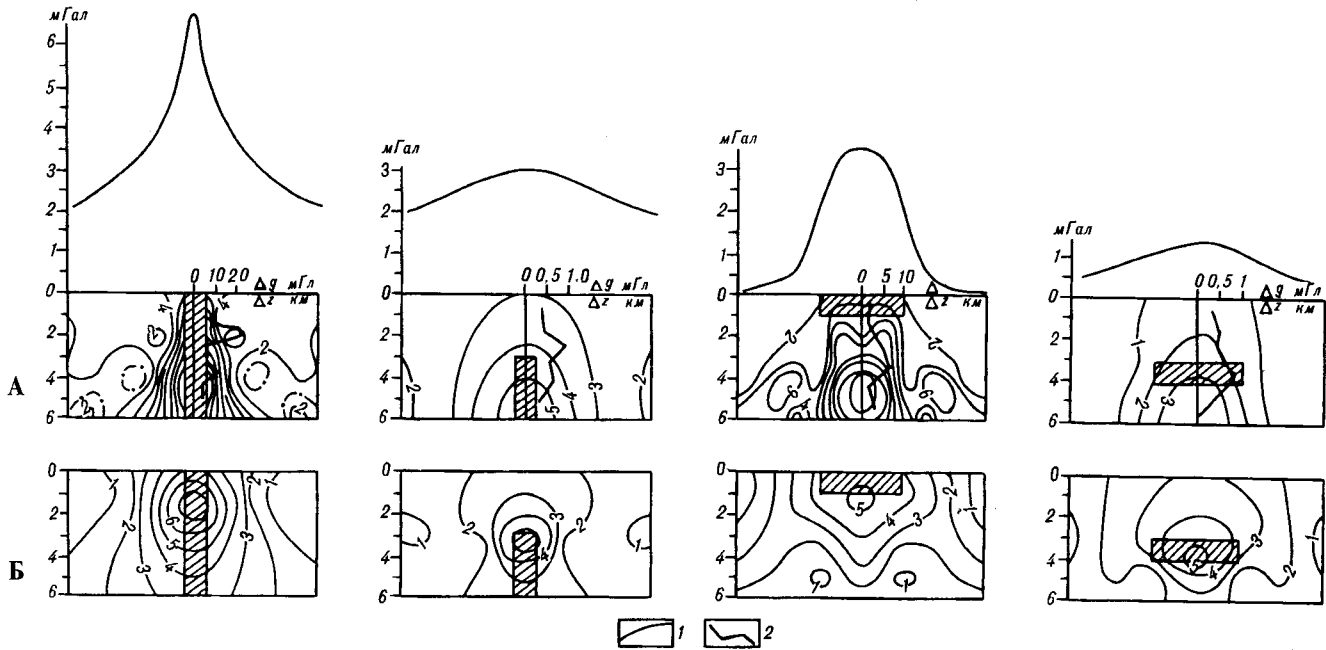


Рис. 3. Фрагмент модельных исследований проявленности элементарных тел в разрезах Δg (А) и нормированных градиентов Δg (Б). Графики: 1 - Δg мГал, 2 - $\Delta g/\Delta z$ мГал/км.

этих характеристик. Одним из узловых моментов петрофизических исследований является оценка поправок за гипергерное разуплотнение. Определение физических параметров образцов одних и тех же пород, отобранных на поверхности и из керна скважин, показало, что наиболее близки к истинным оценкам модальные значения параметров образцов, отобранных из естественных и искусственных обнажений. Они и принимались за основу при организации моделей нулевого приближения. При итерационном подборе задавались граничные значения параметров в интервале двух стандартных отклонений.

В блоке "прогнозная реализация объемной ФГМ" рассмотрены два пути построения прогноза. Первый - традиционное прогнозирование, но на объемной основе, заключающееся в выделении в трехмерном пространстве локальных областей сочетания благоприятных для рудолокализации геолого-структурных обстановок с рекомендациями по их оценке бурением. Второй - прогнозирование на базе количественных оценок геолого-геофизических факторов с использованием автоматизированной информационно-поисковой системы (АИПС).

Идеология "Региона", как и других, более "молодых" прогнозирующих систем, ориентирована на плоскостной прогноз, не восприимчива к объемной информации, рассчитана по своей сущности на выявление аналогов вскрытых (либо приповерхностных) рудоносных площадей. Предложенный нами вариант

адаптации компьютерной технологии для трехмерного (объемного) прогнозирования реализуется путем обоснования способов последовательного транслирования образа рудного объекта соответствующего ранга от уровня дневной поверхности на более глубокие горизонтальные срезы. При этом существенная методическая проблема обусловлена анизотропией информационного поля: значительный объем информации (особенно рудной) на дневной поверхности и резкое ее уменьшение на глубину. Это обусловило необходимость перехода при глубинном прогнозировании на косвенные признаки и сокращение объема геологической информации с частичной ее заменой на петрофизическую (или физическую).

Ниже приводятся результаты конкретной реализации изложенных подходов на примере Вознесенского рудного района (ВРР), расположенного в пределах южной части Ханкайского массива (Приморье). Территория района сложена терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными осадочно-метаморфическими образованиями, прорванными многочисленными интрузиями разного состава и возраста, перекрытыми частично более молодыми вулканогенными образованиями и неоген-четвертичными осадками. Район характеризуется блоковым строением, расчленен разнонаправленными системами разрывных нарушений. Профилирующим для района является флюоритовое оруденение грейзенового типа редкометалльно-флюоритовой рудной формации. Оруденение локализуется в

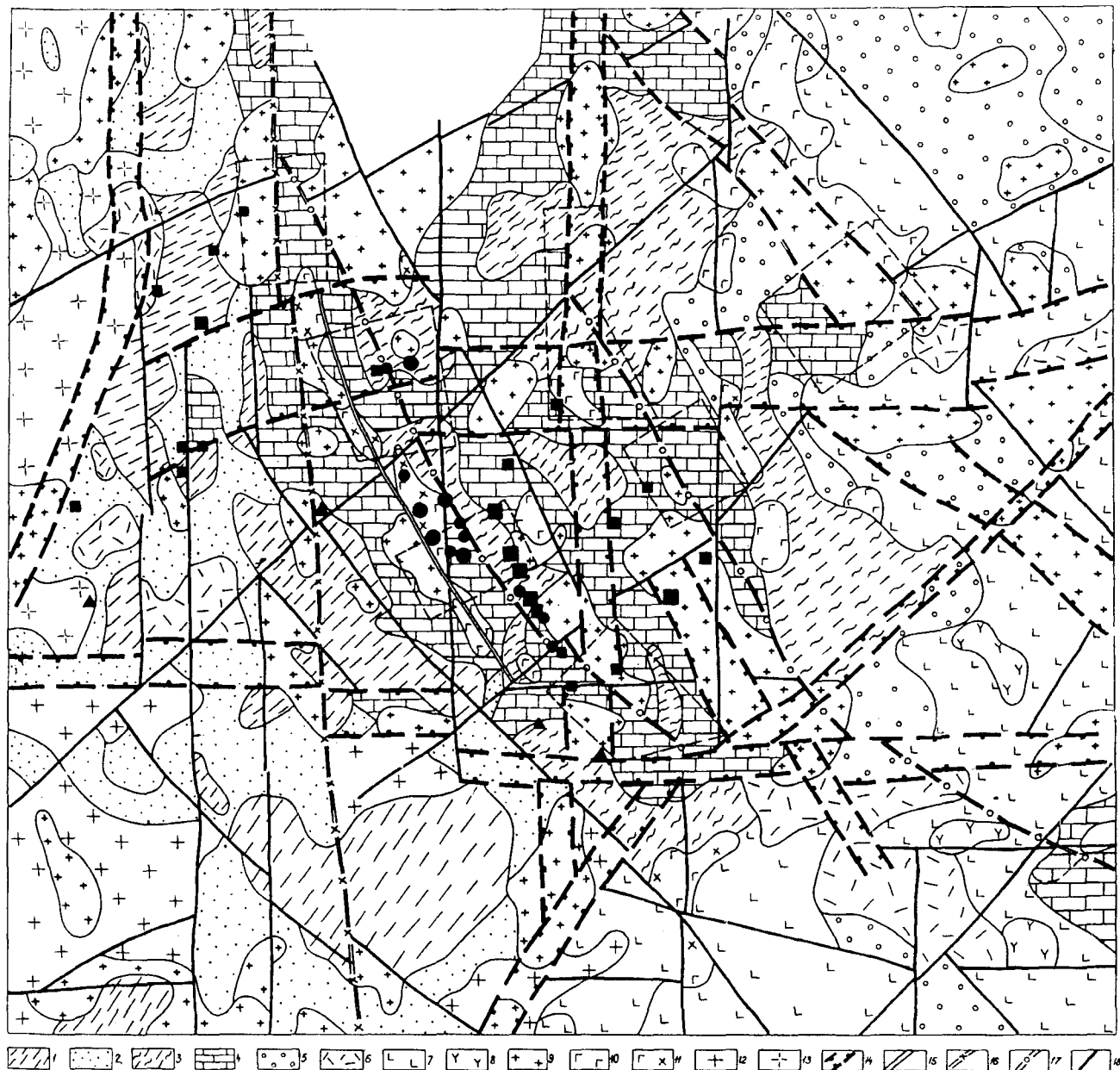


Рис. 4. Пример глубинного прогнозирования флюоритового оруденения. (Геологическая карта-срез на глубине 500 м от дневной поверхности.)

Осадочно-метаморфический комплекс: 1 - терригенная формация (насыровская, лузановская толщи, $\delta = 2.62-2.67$, $\rho = 10-300$); 2 - карбонатно-терригенная формация (дальзаводская свита, $\delta = 2.62-2.70$, $\rho = 500-1500$); терригенно-карбонатная формация: 3 - терригенная часть разреза терригенно-карбонатной формации (терригенная часть новоярославской $\delta = 2.54-2.60$, $\rho = 30-150$ и коваленковской $\delta = 2.62-2.66$, $\rho = 100-300$ свит); 4 - карбонатная часть терригенно-карбонатной формации: первомайская, волкушинская свиты, карбонатные части новоярославской и коваленковской свит ($\delta = 2.70-2.80$, $\rho = 100-800$); 5 - молассовая формация: березьянская, медвежинская, ретиховская свиты ($\delta = 2.54-2.63$, $\rho = 100-400$). Осадочно-вулканогенный комплекс: 6 - эффузивы кислого состава: толща риолитов и их туфов D1 ($\delta = 2.55-2.62$, $\rho = 400-1000$), вассияновская свита ($\delta = 2.62-2.63$, $\rho = 600-1000$), светлогорская свита ($\delta = 2.57-2.60$, $\rho = 300-500$); 7 - эффузивы основного состава: лунзенская свита ($\delta = 2.57-2.60$; $\rho = 300-500$); 8 - породы жерловых фаций ($\delta = 2.60-2.62$). Интрузивный комплекс: 9 - интрузии гранитоидного состава ($\delta = 2.54-2.67$, $\rho = 500-1500$); 10 - интрузии габбро-диоритового состава ($\delta = 2.70-2.80$, $\rho = 1000-1500$); 11 - интрузии сложного состава ($\delta = 2.66-2.70$, $\rho = 300-3000$); 12 - Раковский гранитоидный комплекс; 13 - Гродековский гранитоидный комплекс. Разрывная тектоника: 14 - зоны разрывных структур (фрагменты региональных глубинных структур); 15 - межформационные разломы; 16 - разломы, разделяющие площади с различным структурным планом складчатости; 17 - разломы, ограничивающие разуплотненный блок; 18 - прочие разломы.

Плотность (δ) приведена в г/см^3 , удельное электрическое сопротивление (ρ) в Ом·м.

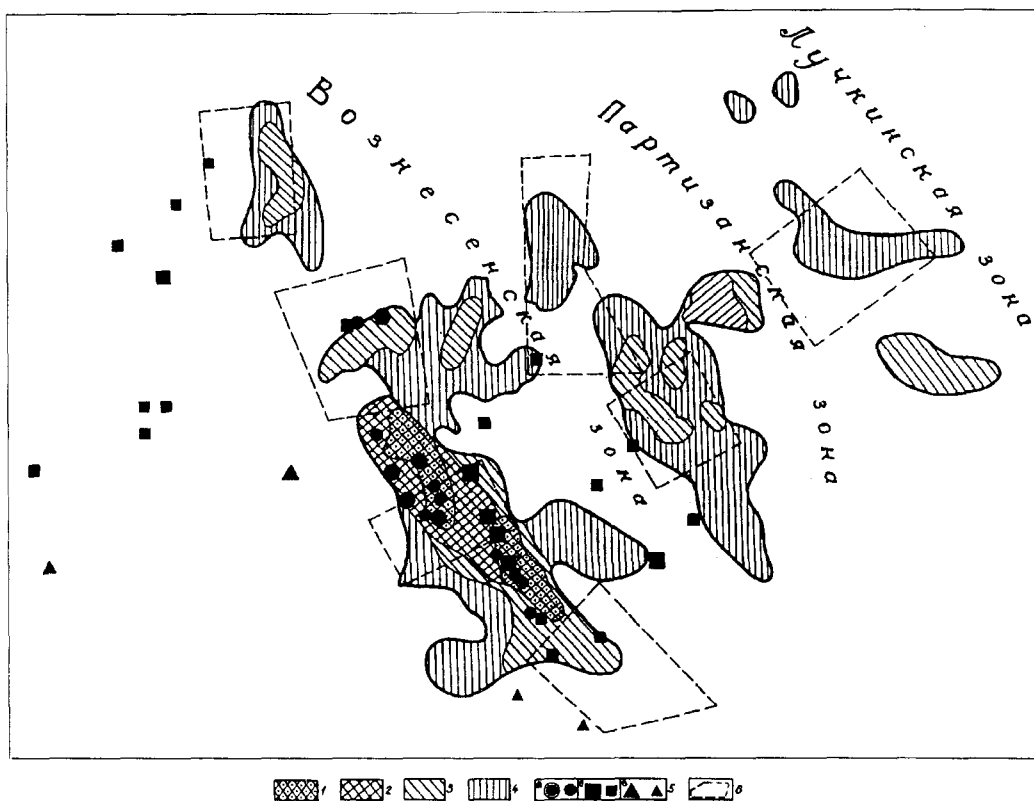


Рис.5 Пример глубинного прогнозирования флюоритового оруденения. Сопоставление результатов объёмного прогнозирования на качественной и количественной основах.

Области благоприятные для выявления флюоритового оруденения по данным АИПС "Регион": 1 - на поверхности, 2 - в интервале глубин 0-500 м, 3 - 500-1000 м, 4 - свыше 1000 м. 5 - месторождения и рудопроявления: а - флюорита, б - олова, в - полиметаллов; 6 - перспективные участки по данным качественного прогнозирования (интервал глубин 500-1000 м)

карбонатных толщах волкушинской свиты, приурочено к интрузиям гранитов вознесенского комплекса, контролируемых разломами северо-западного направления. Геологическая контрастность верхней части разреза определила его петрофизическую контрастность, в т.ч. петроплотностную, обусловившую высокую дифференцированность гравитационного поля. Объемная ФГМ района составлена по данным крупномасштабных гравимагнитных съемок, опорных пересечений ВЭЗ с АВ = 2000 - 6000 м, площадных петрофизических исследований. В качестве геологической основы использованы материалы геологической съемки масштаба 1:50000 и данные бурения. Объемная ФГМ представлена в виде комплекта геологических и геофизических карт, карт-срезом, взаимосвязанных разрезов и объемных схем, отражающих распределение физических и геологических неоднородностей в трехмерном пространстве в интервале глубин 0 - 3000 м.

Пример первого варианта прогнозирования иллюстрируется на фрагменте объемной модели - геологической карте-срезе на глубине 500 м от дневной поверхности (рис. 4). В качестве перспек-

тивных здесь принимаются локальные участки среди карбонатных толщ волкушинской свиты вблизи боковых либо "подпирающих" контактов с гранитоидами вознесенского комплекса, контролируемых разломами СЗ простирания. Подобные участки были выделены на карте-срезе 1000 м и в системе разрезов, что позволило оконтурить их в трехмерном пространстве в интервале глубин 0 - 1000 м.

Прогнозирование на количественной основе на начальном этапе включало оценку информативности итоговых материалов различных методов исследований. Результаты этой оценки - исключение из набора признаков рудной и геохимической информации ведет к потере информативности в целом на 11%. Прогнозная оценка, выполненная с помощью АИПС без включения рудно-геохимической информации (по геологическим, геофизическим и петрофизическим данным) показала: а) пропуск известных рудных объектов (ошибки первого рода) составляет 3%; б) избыточное выделение перспективных участков (ошибки второго рода) достигает 18%. Замена геологической информации структурно-петрофизической ведет к относительно небольшому (в пределах 5%) возрастанию ошибок первого и второго рода. Для получения

объемного прогноза наряду с геологическими срезами на трех глубинных уровнях использовались срезы физических полей. На этих уровнях (дневная поверхность, -500 и -1000 м) решались прогнозные задачи с помощью трех алгоритмов - "Транзитив", "Гиперпласт" и эвристического моделирования [5]. Результат прогнозных оценок различных глубинных интервалов приведен на рис. 5. Совместный анализ полученных результатов качественного и количественного прогнозирования позволил сделать прогнозную оценку территории ВРР до глубины 1000 м. Они сводятся к следующему:

1. От поверхности на глубину наблюдается увеличение рудоперспективных зон и участков. Если на дневной поверхности выделяются только известные рудные поля, то на глубине появляются новые рудоперспективные зоны.

2. Максимальные перспективы района связаны с уровнем - 500 м. Здесь наряду с известными рудными объектами выделены две рудные зоны северо-западного простирания (параллельно основной рудной зоне) - Партизанская и Лучкинская, а также расширены перспективы известных рудных объектов за счет флангов - Вознесенского и Березянского (рис. 5).

3. На срезе - 1000 м в качестве перспективных в основном выделились те же участки, что и на срезе - 500 м, однако надежность и контрастность их здесь значительно ниже, выделенные ранее зоны распадутся на ряд более мелких участков.

4. Сравнительный анализ рудоперспективных площадей, определившихся на основании качественного и количественного прогнозирования, показал вполне удовлетворительное их совпадение. Количественное прогнозирование позволило ранжировать по перспективности на глубину и по площади как сами

выделенные участки, так и отдельные части этих участков.

В результате выполненных исследований в пределах ВРР дана оценка перспектив рудоносности на разных глубинных уровнях, расширены перспективы известных рудных зон на фланги, выделены новые зоны под глубинные поиски. Предложенная технология построения объемных физико-геологических и прогнозных моделей может быть реализована в других рудных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л.И., Бормотов В.А. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. №1. С.119-122.
2. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 152 с.
3. Манилов Ф.И., Саксин В.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. 128 с.
4. Манилов Ф.И., Саксин В.Г., Иволга Е.Г. Крупномасштабное объемное геолого-геофизическое картирование рудных районов юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1986. №2. С.106-112.
5. Марченко В.В., Немировский Э.А. и др. Человеко-машинные системы анализа графических данных при геологическом прогнозировании, математические методы и автоматизированные системы в геологии/Обзор ВИЭМС. М., 1984 г.
6. Страхов В.Н. Аналитическое продолжение потенциальных полей и его использование при интерпретации гравитационных аномалий // Справочник геофизика. М.: Недра, 1968. Т.5. С.323-349.
7. Столпнер М.Н., Бурдо Б.И. Методологические основы формирования физико-геологических моделей рудных объектов // Формирование физико-геологических моделей для основных типов рудных месторождений. Л., 1989. С.9-18.

Поступила в редакцию 23 июля 1995 г.

F.I.Manilov , E.G.Ivolga.

To the methods of the forecast volumetric physical-geological models construction (as exemplified form the Voznesensky ore region Primorie)

There were considered some methodical questions of construction of the volumetric physic-geological models (ph.g.m.) of ore regions. During this work we touched the separation of the total field of the gravitational force provided by (on conditions) of the contrast density of the upper part of the section. On the another hand we constructed geometrical models on the base of the analytical prolongation of the gravitational field and the variant of the low half-space. Using the computer technology, there was given a variant of the methodic three-dimensional forecast on base of the volumetric ph.g.m. using the computer technology. As the result of this methodical approach there was done the assessment of the prospects Voznesensky ore region on different depth levels.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА И СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Каплун В.Б.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Рассмотрены результаты глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ), выполненных в четырех пунктах вдоль близширотного профиля начинающегося в пределах Буреинского массива, пересекающего его восточную границу, Среднеамурскую впадину и оканчивающегося в западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Сделан анализ искажений амплитудных кривых, построены геоэлектрический разрез и одномерная модель первого приближения. Выявлены геоэлектрические неоднородности в пределах верхней мантии, отмечена их связь с крупными разрывными нарушениями и тектоническим строением изучаемой территории.

ВВЕДЕНИЕ

Электропроводность является важным параметром, характеризующим физическое состояние земных недр, и тесно связана с такими характеристиками горных пород как химический состав, температура и давление. Познание глубинного строения является одной из важнейших задач геофизики в изучении эволюции Земли, причин тектонических движений, физико-химического состояния глубинного вещества и прогноза месторождений полезных ископаемых. Вполне вероятно, что глубинная электропроводность должна иметь хорошую корреляцию с зонами сейсмической активности, которые характеризуются аномальными значениями напряжения, повышенным тепловым потоком, изменением химического состава. Большое значение приобретает знание этих вопросов в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, к которой относится изучаемая территория. Глубинные магнитотеллурические зондирования (ГМТЗ) проводились с целью изучения геоэлектрического строения и электропроводности земной коры и верхней мантии в зоне сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой, выявления связи изменения электропроводности с тектоническим строением.

Под глубинными магнитотеллурическими зондированиями здесь подразумеваются зондирования, которые выполнены в диапазоне периодов свыше 1000 с, а под магнитотеллурическими зондированиями (МТЗ) - в диапазоне 0.1 ÷ 1000 с. Зондирования проводились по профилю через 150-200 км (рис. 1) двумя станциями с различными частотными диапазонами, перекрывающими друг друга.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Описание геологического строения района исследований дано по работам [8, 15]. В его состав

входят такие основные структурные элементы как Буреинский массив и Сихотэ-Алинская складчатая система.

Буреинский массив представляет собой крупный блок позднебайкальского складчатого сооружения, которое отделено зонами структурных швов и системой наложенных разновозрастных пригосинклинальных и окраинных прогибов от соседних подвижных систем. Чехол массива сложен орогенными и плитными комплексами, образующими различные тектонические структуры. Вдоль юго-восточного обрамления Буреинского массива синхронно развитию на западе платформенного чехла шло образование структурно-вещественных комплексов рифтогенного класса (Среднеамурская впадина). Для Среднеамурской впадины начиная с раннего палеогена, в узких грабенообразных структурах, вытянутых в северо-восточном направлении вдоль разломов, происходило накопление грубообломочных отложений, переслаивающихся с песчано-глинистыми угленосными и туфогенными толщами. В конце плиоцена - начале четвертичной эпохи на бортах этой впадины произошли трещинные излияния базальтовых лав, ознаменовавших стадию новейших сводово-глыбовых движений.

Сихотэ-Алинская складчатая система расположена к востоку от Буреинского массива; она вытянута почти на 1500 км в субмеридиональном направлении от залива Петра Великого на юге до широты северной оконечности о. Сахалин. Складчатые комплексы этой системы составляют три структурных яруса. Наиболее древний - средне-позднепалеозойский ярус образован вулканогенно-кремнисто-терригенными и терригенно-кремнистыми толщами большой мощности (6-10 км); в составе среднего структурного яруса (верхний триас-валанжин) значительную роль играют кремнистые и песчано-глинистые, в верхах разреза - существенно флишоидные отложения с прослоями основных и средних вулканитов. Осадочные и

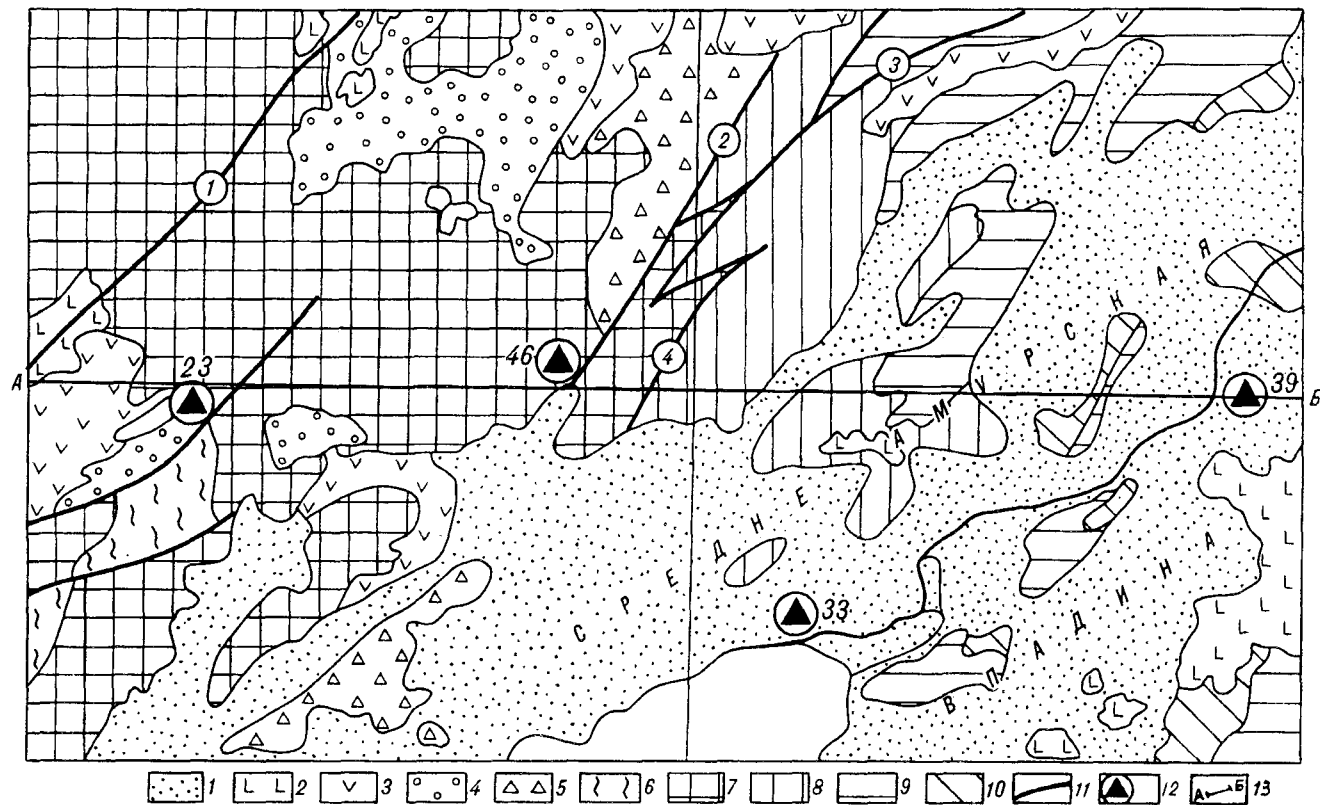


Рис. 1. Схема основных структурных элементов. Составил Л.П.Карсаков [15].

1 - кайнозойская впадина, выполненная рыхлыми отложениями; 2 - кайнозойские базальты; 3 - меловые вулканиты; 4 - 6 - докайнозойские прогибы и впадины: 4 - раннемезозойские; 5 - палеозойско-раннемезозойские; 6 - позднепротерозойско-раннепалеозойские; 7 - кристаллический фундамент Буреинского массива; 8-10 - Сихотэ-Алинские комплексы: 8 - палеозойские; 9 - раннемезозойские; 10 - позднемезозойские; 11 - основные разломы (1-Хинганский, 2-Куканский, 3-Курский, 4-Уликинский); 12 - пункты зондирования и их номера; 13 - линия профиля.

вулканогенные толщи всех трех ярусов смяты в складки линейного типа, которые имеют северо-восточное простирание; суммарная мощность геосинклинальных отложений составляет десятки тысяч метров.

Для тектонического плана Сихотэ-Алинской складчатой системы характерна отчетливая продольная зональность, обусловленная процессами миграции (омоложения) складчатых комплексов в направлении с запада на восток.

Существенное значение в строении района принадлежит разрывным нарушениям различных порядков, главнейшими из которых являются Куканский, Курский и Хинганский разломы. Куканский разлом отделяет Буреинский массив от Сихотэ-Алинской складчатой системы. Его протяженность более 500 км, а глубина залегания около 140 км. Он является одной из ветвей крупной разломной зоны Тан-Лу, протягивающейся на расстояние свыше 3600 км. Разлом хорошо выражен гравитационной ступенью, а отдельные разрывы, входящие в его состав, контролируются узкими линейно вытянутыми положительными магнитными аномалиями. В современной структуре разлом представляет собой

региональную ступень, к западу от которой фундамент Буреинского массива поднят, а к востоку погружен и переработан разнонаправленными тектоническими движениями.

Курский разлом имеет дугообразную форму; простирание его, в пределах профиля, меридиональное, протяженность более 400 км.

Хинганский разлом разделяет Туранский и Мало-Хинганский блоки фундамента Буреинского массива, отличающиеся друг от друга степенью позднепалеозойской активизации. Рассекая Буреинский массив он уходит в пределы Сихотэ-Алинской складчатой системы, где разделяет выходы палеозойских и раннемезозойских отложений. В пределах Буреинского массива отмечается линейными аномалиями магнитного поля и линейными же минимумами силы тяжести.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА РАБОТ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Геофизические поля изучаемой территории характеризуются своей сложностью и такими же сложными являются геофизические модели, построенные по ним.

В гравитационном поле изучаемая территория, согласно работе [17], расположена частично в континентальном, а частично – в переходном районах. Граница между ними проходит по восточному краю Буреинского массива, совмещается с Буреинским вулканическим поясом и называется Пограничной зоной. Континентальный район характеризуется резкостью границ крупных региональных аномалий, а Переходный - имеет отчетливое полосовое строение с общим северо-восточным простиранием аномальных полос.

Западная часть профиля ГМТЗ расположена в Амуро-Зейском региональном максимуме второго ранга, средняя часть профиля пересекает Амуро-Ханкайский максимум второго ранга, связанный со Среднеамурской впадиной. Восточная часть профиля расположена на границе Среднеамурской впадины с Сихотэ-Алинской складчатой системой, которая характеризуется региональным минимумом второго ранга. Среднеамурская впадина согласно работе [3] имеет в средней части земной коры достаточно крупное тело с большой избыточной плотностью, в то время как по ее ограничениям зафиксированы разуплотненные тела. Наиболее крупный и разуплотненный объект приурочен к восточному флангу впадины.

Сейсмическая модель базируется на результатах ГСЗ [14]. Практически вдоль восточной части профиля исследований проходит сейсмический профиль Литовко - Иннокентьевский. По сейсмическим данным Буреинский массив отличается от Сихотэ-Алинской складчатой системы согласным залеганием слоев земной коры и ее пониженной мощностью, достигающей 30-34 км. Они разделены системой Куро-Бичинских разломов, пересекающих всю земную кору с наклоном на запад и погружающихся в верхнюю мантию. Среднеамурская впадина занимает промежуточное положение в системе Буреинский массив - Сихотэ-Алинская складчатая система и по особенностям глубинного строения близка к молодой платформе. Мощность земной коры, равная средней для региона, составляет 34 км, хотя и отмечаются понижения ее мощности до 30 км. Основание впадины раздроблено на блоки более низкого порядка, смещенные относительно друг друга по разломам, среди которых преобладают глубинные. Собственно Сихотэ-Алинская складчатая система характеризуется повышением мощности земной коры в крайней восточной части профиля исследований.

Результаты МТЗ в сопредельных районах представлены в работах [1, 2, 8, 9-13]. Одним из первых широкомасштабных исследований, направленных на изучение глубинного строения юга Дальнего Востока электромагнитными методами, является работа [2]. Магнитотеллурические зондирования были выполнены в диапазоне 1000 - 20000 с

в пяти пунктах юга Дальнего Востока и в том числе в районе городов Хабаровск и Комсомольск. В результате интерпретации под четырьмя пунктами был выделен проводящий слой на глубине 100-120 км, а в районе Комсомольска - на глубине 200 км. Но, как признают сами авторы, полученные кривые были сильно искажены региональной тектоникой.

В работе [1] приведены результаты МТЗ, выполненных на юге Буреинского массива по профилю пос. Облучье - р. Большой Ин в интервале периодов от 9-16 до 144-400 с. В результате проведенного анализа искажений, последующей интерпретации и математического моделирования удалось выделить два слоя повышенной проводимости на глубинах 30-50 и 80-100 км. Причем глубина до второго проводящего слоя определена предположительно в связи с ограниченным частотным диапазоном в области длинных периодов.

Результаты МТЗ, проведенных в пределах Среднеамурской впадины по профилю, проходящему вдоль ее правого борта [9], показали наличие зоны повышенной проводимости на глубине до ее центра около 35 км. В работе [10] по результатам интерпретации единичного зондирования в диапазоне периодов 15 - 10000 с, расположенного в юго-восточной части впадины, выделено три проводящих слоя на глубинах 30-35, 100-120 и 200-220 км.

По результатам МТЗ и ГМТЗ, выполненных в десяти пунктах по профилю, расположенному в западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы и в Среднеамурской впадине [11] выделено два проводящих слоя на глубинах 30-50 и 100-120 км, соответственно. Глубина до первого проводящего слоя сильно варьирует вдоль профиля, что связывается с тектоническим строением при переходе из области Ханкайского массива к Сихотэ-Алинской складчатой системе, второй слой повышенной проводимости отчетливо выделен лишь под Ханкайским массивом на глубине 90-130 км. Кроме этого отмечено наличие субвертикальной границы глобального характера, прослеживающейся на глубину до 200 км, и которая, возможно, является одной из ветвей регионального разлома Тан-Лу.

На геоэлектрическом разрезе, построенном вдоль трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ) от Чары до Ванино [13], пересекающий Буреинский массив и Сихотэ-Алинскую складчатую систему, хорошо выделяется слой повышенной проводимости в земной коре и верхней мантии, причем глубина его залегания значительно изменяется вдоль профиля от 10-12 км на западе до 25-30 км на востоке, сопротивление также увеличивается с 5-10 Ом·м до 90-100 Ом·м. Мощность слоя примерно оценивается в 20-40 км. Наличие второго проводящего слоя в верхней мантии также отмечается на всем протяжении

профиля на глубине от 100 до 250 км, с увеличением глубины с запада на восток и уменьшением проводимости в этом же направлении. Повышение проводимости в пределах земной коры объясняется процессом дегидратации, а в верхней мантии – наличием расплава. Кроме этого были выделены аномальные проводящие зоны в верхней части земной коры, которые связываются с рудными месторождениями или разломами.

По результатам комплексных магнитотеллурических и магнитовариационных исследований по профилю Советская Гавань - Комсомольск-на-Амуре - Амгунь [12], расположенному в северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы, был выделен проводящий слой в верхней мантии, глубина которого изменяется с востока на запад. Причем, примерно до г. Комсомольска, глубина до слоя составляет 120 км, а затем происходит его погружение в конце профиля до 220 км.

Комплексные исследования методами МОВЗ и МТЗ, проведенные также в зоне сочленения Сихотэ-Алинской складчатой системы с Буреинским массивом, но немного севернее изучаемого района, выделяют зоны разуплотнения и аномалии электропроводности, приуроченные к низам земной коры на глубине 20-50 км [4]. Однако данные МТЗ показывают, что при переходе от массива к складчатой системе проводящий слой в пределах Среднеамурской впадины выклинивается, что несколько противоречит данным полученным ранее [9, 10]. Кроме этого, результаты МОВЗ [4] подтвердили наличие структур мантии и низкоскоростного слоя на глубине 75-150 км.

Таким образом, сопоставляя все полученные результаты МТЗ в сопредельных районах, можно

сделать следующие выводы. Практически везде выделяется два слоя повышенной проводимости – один в земной коре, а второй в верхней мантии. Глубина залегания первого слоя варьирует в широких пределах, но в основном отмечается в низах земной коры, мощность которой в данном регионе составляет примерно 30-40 км [14]. Второй слой повышенной проводимости отмечается в основном на глубине 100-120 км, изменение его глубины в ту или иную сторону происходит более плавно, чем первого слоя, и все резкие отклонения глубины этого слоя от его среднего значения вызваны, вероятно, различного рода искажениями интерпретируемой кривой зондирования. Кроме этого с помощью МТЗ выделяются зоны повышенной проводимости в пределах земной коры, связанные с рудными объектами, и разломы разных порядков, являющиеся как границами между структурами, так и внутри структур.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Исходя из результатов работ, выполненных на сопредельных территориях при проведении полевых исследований, предполагалось наличие следующего геоэлектрического разреза: осадочный чехол проводимостью до первых десятков сименс и мощностью первые десятки-сотни метров; высокоомная земная кора мощностью 35-40 км и два проводящих слоя в низах земной коры и в верхней мантии с неизвестной мощностью и проводимостью. В разрезе также предполагалось наличие границы между двумя крупными структурами – Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской складчатой системой, но ее положение, поведение и физические параметры были неизвестны.

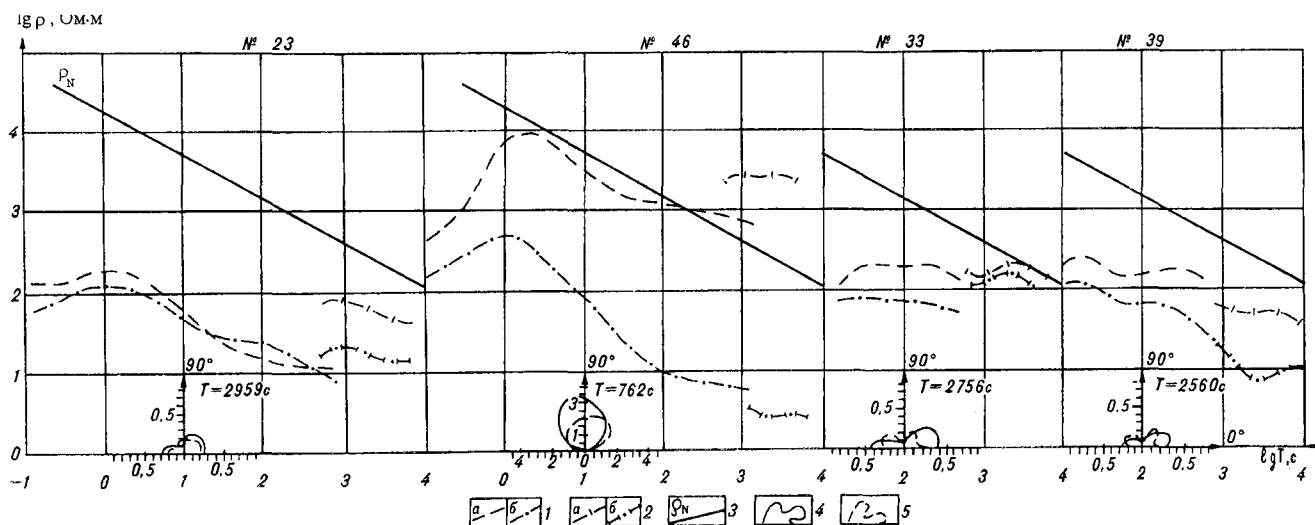


Рис.2. Амплитудные кривые МТЗ и ГМТЗ, импедансные полярные диаграммы.

1 - амплитудные кривые МТЗ (а-максимальные, б-минимальные); 2 - амплитудные кривые ГМТЗ (а-максимальные, б-минимальные); 3 - "нормальная кривая" [5]; 4 - полярная диаграмма основного импеданса; 5 - полярная диаграмма дополнительного импеданса.

В связи с этим для решения поставленных задач использовалась приведенная ниже методика. Полевые исследования выполнялись аналоговыми станциями МТЛ-71 и МЭВС-5, а в пунктах N 23 и N 46 цифровыми станциями ЦЭС-2 совместно с Геофизическим государственным горно-геологическим предприятием (ГГГП) г. Хабаровска. Аналоговые данные полевых исследований были оцифрованы и обработаны по программе спектрального анализа с вращением наблюдаемого электромагнитного поля и поиском главных направлений, в которых импеданс имеет максимальное и минимальное значения [16]. Для построения кривых брались результаты, когерентность которых составляла не менее 0,6, т. е. вероятностью более 75%. Цифровые данные, полученные станцией ЦЭС-2, обрабатывались по этой же программе. Полученные результаты представлены на рис. 2 в виде амплитудных кривых МТЗ и GMTЗ, здесь также показаны импедансные полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов. Амплитудные кривые, построенные по

направлениям осей поляризации, представлены в виде двух частей. Одна часть более высокочастотная в диапазоне $\lg T = -0,1 \div 3,0$, а другая - низкочастотная в диапазоне $\lg T = 2,8 \div 3,8$. Первая представляет собой результат магнитотеллурического зондирования, выполненного ГГГП станцией ЦЭС-2 (МТЗ N23 и N46), и получена автором на станции МТЛ-71 (МТЗ N33 и N39). Вторая часть получена на станции МЭВС-5 автором статьи. Зондирования проводились на одном пункте, но в разное время и с различной длиной электрических диполей, что привело к разрыву уровней кривых. Как известно, зондирование, выполненное с различной длиной электрических диполей, приводит к изменению уровня амплитудных кривых по оси сопротивлений из-за влияния поверхностных неоднородностей, а сама форма кривой остается неизменной. В нашем случае мы можем получить единую кривую зондирования путем совмещения двух ее частей, построенных в различном частотном диапазоне и имеющих его перекрытие. Но так как неизвестно к какой из кривых или к какому уровню

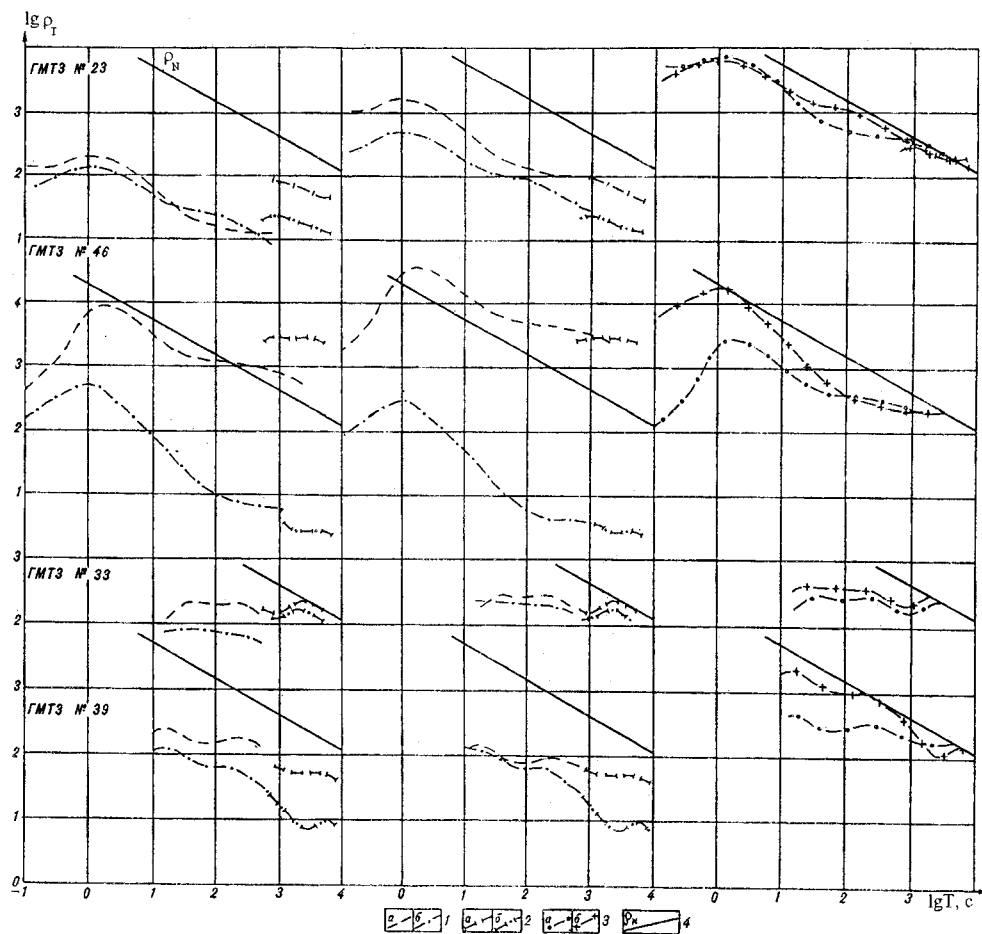


Рис. 3. Совмещение и нормирование амплитудных кривых МТЗ и GMTЗ.

1 - амплитудные кривые МТЗ (а-максимальные, б-минимальные); 2 - амплитудные кривые GMTЗ (а-максимальные, б-минимальные); 3 - совмещенные нормированные кривые МТЗ и GMTЗ (а-максимальные, б-минимальные); 4 - "нормальная кривая" [5].

сопротивлений проводить такое совмещение, то за опорную кривую принимается кривая, полученная для "нормального разреза" [5]. Опыты предыдущих работ, выполненных автором в данном регионе [10] показывают, что использование "нормальной кривой" допустимо при условии достижения периода зондирования свыше 3600 с. В нашем случае данное условие выполняется и поэтому методика получения единой кривой показана на рис. 3.

Поведение и форма импедансных полярных диаграмм показывает, что магнитотеллурические зондирования проводились в условиях трехмерной неоднородности геоэлектрического разреза, об этом же говорит и величина параметра асимметрии $A = |(Z_{xx} + Z_{yy}) / (Z_{xy} - Z_{yx})|$ превышающая значение 0.2 [18]. Причем трехмерные неоднородности расположены не только в приповерхностном слое, но и лежат в верхней мантии, что показывают импедансные полярные диаграммы, построенные для периодов свыше 2000 с. Кроме этого отмечается изменение направления большой оси основного импеданса с близширотного в пунктах NN23, 33 и 39 на близме-ридиональное в пункте N46 (рис. 2). Это, вероятно, вызвано влиянием близлежащего Куканского разлома.

Результаты анализа кривых сопротивления ρ_T полученных ранее по этой же методике в сопредельных районах, показали, что наименее искаженными являются максимальные кривые, направление которых совпадает с большой осью полярной диаграммы основного импеданса [11]. Рассмотрение полученных кривых говорит о том, что использование в интерпретации максимальной кривой является наиболее предпочтительным по сравнению с использованием минимальной или даже эффективной кривой, т. к. точность построения и выдержанность формы у них значительно лучше.

Рассматривая форму и поведение максимальных совмещенных нормированных кривых вдоль профиля с запада на восток, можно видеть, что при постоянстве типа кривых они изменяются от пункта к пункту. У кривых, расположенных в пределах Буреинского массива, хорошо выражен первый высокоомный слой. Кривые, лежащие в Среднеамурской впадине имеют более пологие левые ветви, что может быть связано с влиянием ее осадочного чехла. Однако эти кривые имеют другую характерную особенность, отражающуюся в хорошо выраженном втором минимуме, проявляющемся на фоне повышенной проводимости осадочного чехла и наличии вышележащего проводящего слоя. Полученные амплитудные кривые имеют левую восходящую ветвь с перегибом на периодах $\lg T = 0.0 \div 0.4$ (MT3 N23 и N46) и правую ниспадающую ветвь с двумя минимумами. Первый - в районе периода $\lg T = 2.0$, а второй - на периодах $\lg T = 3.0$ и более. Минимумы выражены слабо и отмечаются выполаживанием кривых. Некоторой особен-

ностью является поведение второго минимума в пункте N33, где он выражен более отчетливо и расположен на наиболее высоких периодах $\lg T = 2.8-3.1$ по сравнению с другими пунктами, на которых этот минимум проявляется на периодах свыше $\lg T = 3.0$. Очень слабо выражен второй минимум, лежащий в пределах периодов $\lg T = 3.0-3.2$, в пункте N23, расположенном в центральной части Буреинского массива, и амплитудная кривая в этом пункте имеет наиболее высокий уровень по оси сопротивлений. В пункте N46 второй минимум также выражен не очень ярко, однако он стал более широким и сместился к более длинным периодам $\lg T = 3.1-3.3$. Этот пункт расположен также на Буреинском массиве, но в его более активной, с тектонической точки зрения, части.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Интерпретация совмещенных и нормированных амплитудных кривых проводилась в рамках одномерной модели т. к. зондирования были выполнены в условиях трехмерной среды, а математический аппарат интерпретации в этих условиях еще практически не разработан. Для интерпретации бралась продольная, она же и максимальная кривая зондирования. Интерпретация проводилась путем пересчета кривых $\rho(T)$ в кривые $\rho(H)$ по формуле Ниблетта [18] и построения геоэлектрических моделей и разрезов. На рис. 4 показан геоэлектрический разрез, представленный в изолиниях сопротивления ρ вдоль профиля А - Б. На разрезе хорошо выделяются основные структурные элементы района работ. Буреинский массив ярко выражен высокими удельными сопротивлениями, достигающими десятка тысяч Ом·м и четко отделяется от Сихотэ-Алинской складчатой системы. Среднеамурская впадина, занимающая положение между массивом и складчатой системой, также выделяется на разрезе и особенно в своей верхне-мантийной части. На разрезе можно проследить границу между земной корой и верхней мантией, расположенную в пределах от 35 км под Среднеамурской впадиной до 45 км под Буреинским массивом и примерно 40 км под Сихотэ-Алинской складчатой системой. Хорошо выраженного проводящего горизонта в верхней мантии на разрезе не отмечается, за исключением хорошо проводящей линзы под Среднеамурской впадиной. Однако на графиках $\rho(H)$ (рис. 5) он отмечается на глубинах в 100-120 км практически под всеми пунктами. Характерной особенностью геоэлектрического разреза вдоль профиля является глубинная неоднородность верхней мантии под пунктом N33, расположенным в пределах Среднеамурской впадины. Неоднородность имеет повышенное сопротивление относительно окружающих ее структур и ограничена субвертикальными границами, что согласуется с

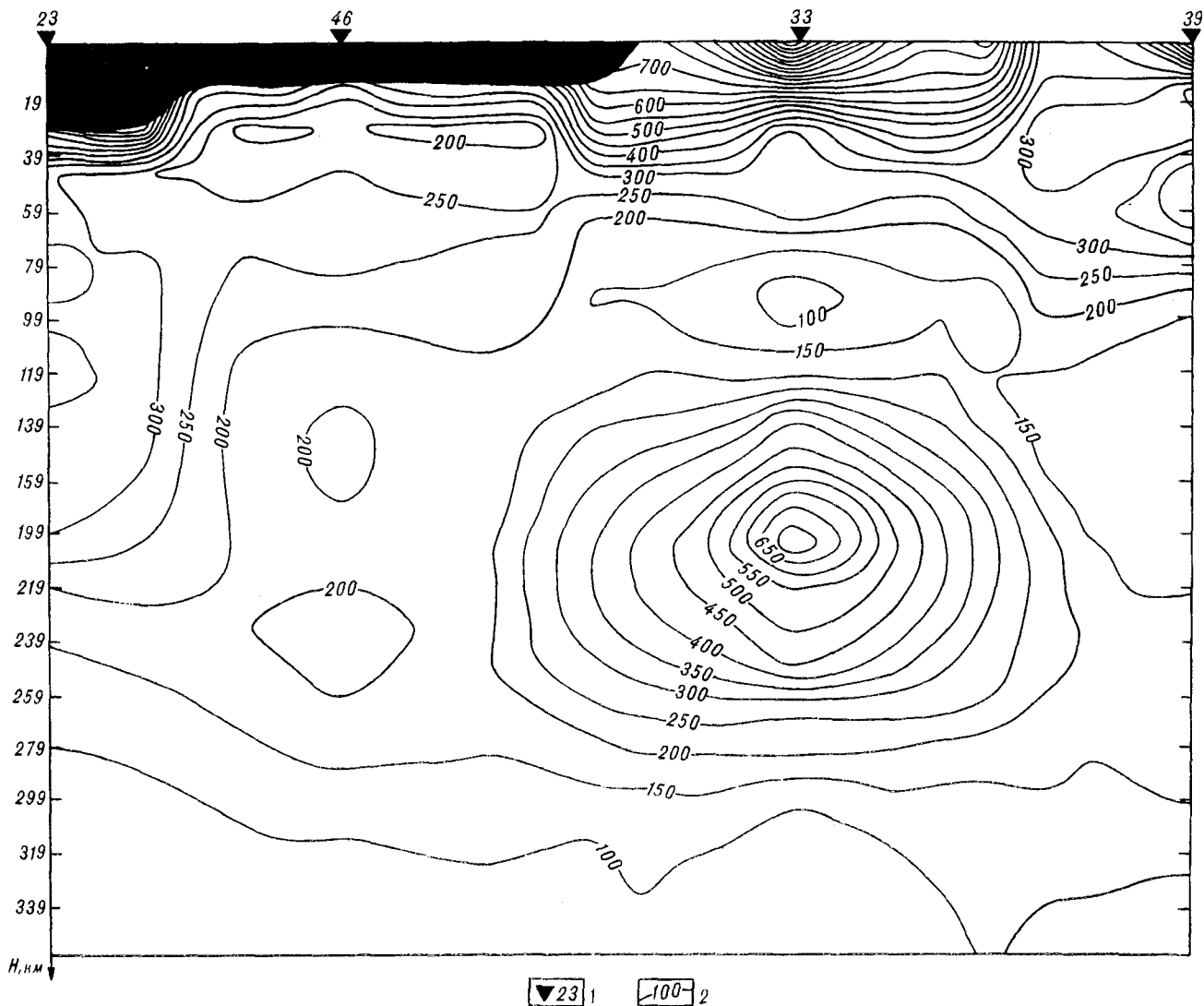


Рис. 4. Разрез $\rho(H)$ нормированных максимальных амплитудных кривых.

1 - пункты зондирования и их номера; 2 - изолинии сопротивления в Ом·м.

результатами гравитационного моделирования земной коры [3]. Изучаемый район является современной активной сейсмо-тектонической зоной. Вдоль восточной границы Буреинского массива проходит крупная региональная разломная зона Тан-Лу [15] протяженностью около 2500 км, частью которой являются Куканский разлом и подобное явление может быть связано с зоной сжатия, т. к. в этом случае закрываются электронпроводящие каналы и сопротивление резко возрастает.

Одномерная модель, построенная путем автоматического подбора геоэлектрического разреза под экспериментальную кривую, представлена на рис. 6 и является, исходя из принципа эквивалентности, одним из вариантов геоэлектрического строения вдоль профиля, который не противоречит существующим в настоящее время геолого-геофизическим представлениям и который будет уточняться по мере получения

дополнительной информации, в том числе и по другим геофизическим данным. На модели видно наличие проводящих слоев в низах земной коры и верхней мантии под всеми пунктами зондирования. Нижнекоревый проводящий слой расположен на глубине от 35 до 60 км, глубина до его центра варьирует вдоль профиля, воздымаясь в пределах тектонически активной зоны Тан-Лу и в восточной части профиля на границе или в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы. Мощность и проводимость его при этом изменяется незначительно и составляет около 10-15 км и 100-200 См, соответственно. Верхнемантийный проводящий слой сильно изменяет свои параметры вдоль профиля, верхняя граница этого слоя лежит примерно на глубине 100-140 км и варьирует по простиранию. Минимальная глубина его наблюдается в Среднеамурской впадине и составляет около 100 км, однако мощность при этом

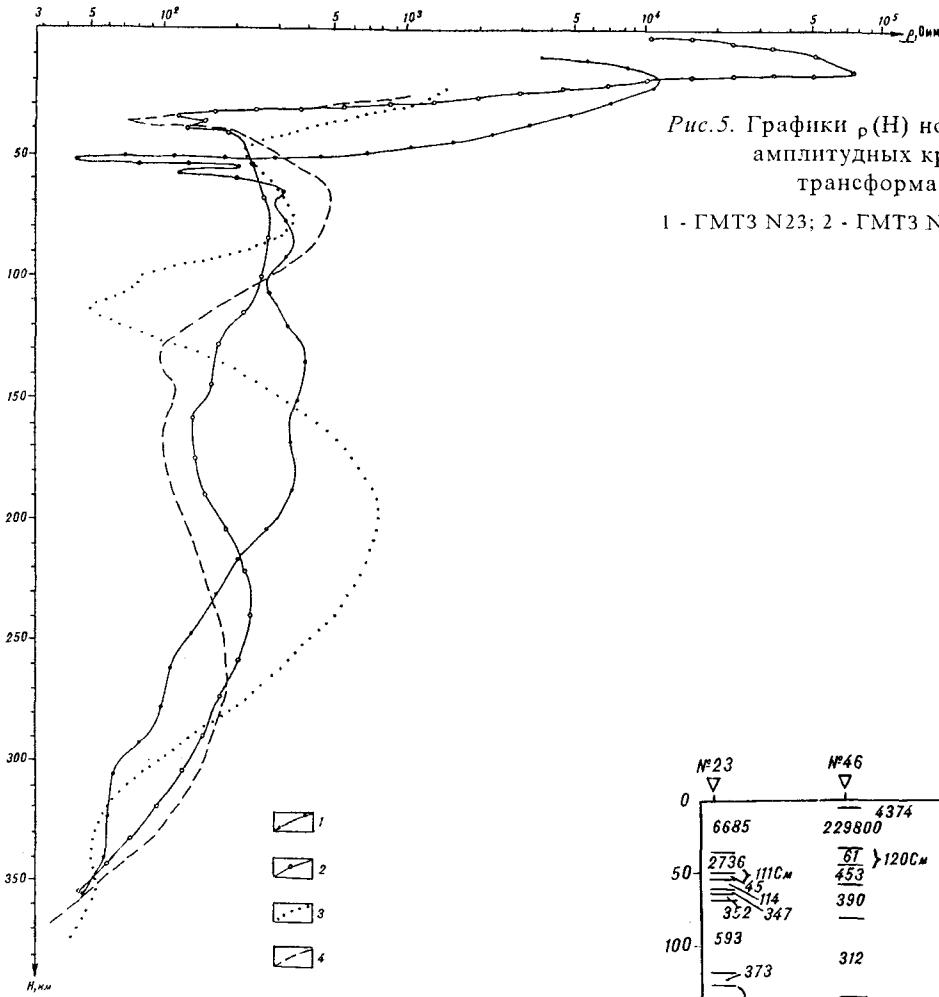


Рис. 5. Графики $\rho(H)$ нормированных максимальных амплитудных кривых рассчитанных по трансформации Ниблетта [18].
1 - GMT3 N23; 2 - GMT3 N46; 3 - GMT3 N33; 4 - GMT3 N39.

равна 30 км. Наибольшая мощность этого слоя достигает в районе GMT3 N46 и составляет около 130 км, под пунктами N23 и N39 она равна примерно 100 км. Проводимость верхнемантийного слоя изменяется от точки к точке и составляет примерно 500-600 См в пределах пунктов N23 и N33 и около 1500-1600 См под пунктами N46 и N39. Рассматривая рис. 5, где показаны кривые $\rho(H)$ для каждого пункта в отдельности, можно видеть, что на них хорошо выделяются как подкоровый, так и первый верхнемантийный проводящие слои. Сравнение этих кривые между собой показывает, что сопротивление подкорового проводящего слоя под пунктом N33 в несколько раз меньше, чем под другими пунктами, а сопротивление первого верхнемантийного слоя в несколько раз больше. Из кривых $\rho(H)$ также хорошо видно сильное отличие верхней мантии под пунктом N33 от других точек зондирования.

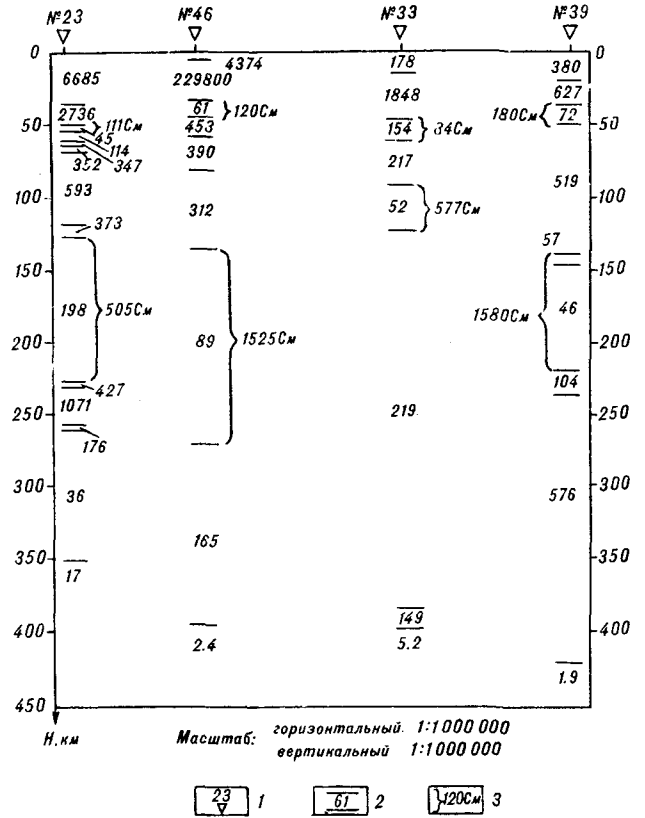


Рис. 6. Одномерная геоэлектрическая модель для совмещенных нормированных кривых ρ_{max} по профилю А - Б (рис.1).

1 - пункты зондирования и их номера; 2 - границы слоев и значение величины их сопротивления в Ом·м; 3 - проводимость слоев пониженного сопротивления в См.

В связи с вышесказанным можно сделать вывод, что наиболее активные в тектоническом плане районы характеризуются повышенными значениями проводимости, увеличением мощности, уменьшением глубины залегания и пониженными значениями сопротивления корового проводящего слоя при сравнении всех этих характеристик в более стабильных тектонических районах.

ВЫВОДЫ

Выполненный объем работ позволяет говорить о сложном геоэлектрическом строении верхней мантии изучаемого региона. В нем также нашли отражение основные структурные элементы региона - Буреинский массив и Сихотэ-Алинская складчатая система, пограничная структура Среднеамурская впадина и главные разломы - Курский и Куканский. Полученные результаты в основном хорошо согласуются с результатами МТЗ, выполненных на сопредельных территориях и отмечающих наличие двух проводящих слоев в низах земной коры на глубине 30-50 км и в верхней мантии на глубине 100-140 км, соответственно. Имеющиеся расхождения, возможно, связаны с влиянием различного рода искажений. Используемый подход к интерпретации кривых МТЗ существенно повышает ее достоверность.

Тектонически активные районы характеризуются аномальными значениями геоэлектрических параметров по отношению к сопредельным более стабильным территориям.

Находит подтверждение предположение о том, что положительные гравитационные аномалии в пределах Среднеамурской впадины "обусловлены лишь глубинными факторами, свидетельствующими о формировании современной структуры земной коры в континентальный этап становления территории, а не в процессе ее геосинклинального развития" [15], а сама впадина отделена от Сихотэ-Алинской складчатой системы и Буреинского массива зонами разуплотнения, проявившимися в начале плиоцен-четвертичное время излиянием базальтовых лав [15].

Полученные результаты по Среднеамурской впадине не подтверждают выводы (приведенные в [4]), о выклинивании подкорового проводящего слоя от Буреинского массива в сторону впадины, а показывают непрерывное его присутствие и лишь уменьшение сопротивления, что однако может быть связано с экранирующим влиянием осадочного чехла.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Геофизическое государственное горно-геофизическое предприятие за предоставленные материалы и его сотрудников за оказанную помощь в проведении некоторых глубинных магнитотеллурических зондирований и выражает

особую благодарность В. Л. Землянову и А. А. Войтенку. А также благодарит сотрудников Института тектоники и геофизики ДВО РАН, принимавших участие в полевых работах и всех тех, кто высказал полезные замечания в ходе обсуждения полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В. А., Талтыкин Ю. В. Геоэлектрическая модель юга Буреинского массива // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С. 36-41.
2. Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N 4. С. 91-96.
3. Брянский Л. И. Стандартные гравитационные модели земной коры (на примере юга Дальнего Востока СССР). Владивосток, 1988. 144 с.
4. Брянский Л. И., Бормотов В. А., Ахмадулин В. А., Лойтер П. П., Овчинников В. Е., Бормотова Н. Ф., Развозжаева Е. П. Глубинная структура Комсомольско-Баджальского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 294-306.
5. Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Васин Н. Д. и др. О нормальном геоэлектрическом разрезе // Изв. АН СССР. 1980. N 2. С. 73-76.
6. Ваньян Л. Л., Бутковская А. И. Магнитотеллурические зондирования слоистых сред. М.: Недра, 1980. 288 с.
7. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.
8. Геологическая карта Дальнего Востока СССР. 1:1500000. Объяснительная записка. СПб., 1992. 100 с. (Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).
9. Каплун В. Б., Григорца Т. В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Среднеамурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. N 6. С. 109-111.
10. Каплун В. Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1990. N 2. С. 111-115.
11. Каплун В. Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. N 5. С. 141-153.
12. Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А., Порай-Кошиц А. М. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 42-49.
13. Поспеев А. В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара - Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. N 6. С. 109-112.
14. Потапов С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного

- региона (по геофизическим данным)/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С. 43-53.
15. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Николаев В. В. , Семенов Р. М. , Оскорбин Л. С. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 128 с.
16. Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М. :Недра, 1984. 133 с.
17. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М. : Наука, 1984. 200 с.
18. Электроразведка: Справочник геофизика. В двух книгах/ Под ред. В. К. Хмелевского и В. М. Бондаренко. Книга первая. 2-е изд. , перераб. и доп. М. :Недра, 1989. 438 с.

Поступила в редакцию 25 декабря 1995 г.

V.B.Kaplun

Results of deep magnetotelluric soundings in the conjugation zone of the Burean Massif and the Sikhote-Alin fold system

The results of deep magnetotelluric soundings (DMTS) carried out in four areas located along the near latitudinal profile have been considered. The profile starts from the Burean Massif, which crosses its eastern boundary and the Middle Amur depression, and ends in the western part of the Sikhote-Alin fold system. The analysis of distortions of the amplitude curves has been made, the geoelectrical section and the one-dimensional model in the first approximation have been constructed. There have been revealed the geoelectrical inhomogeneities in the upper mantle and their relation to the major faults and tectonic structure of the region.

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК 551.243.4 + 563.143 : 551.76

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
МЫСА ПОВОРОТНОГО ПЕНЖИНСКО-ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО
ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

И.В.Кемкин, С.А.Паланджян, А.Д.Чехов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

Прибрежный офиолитовый пояс Тайгоноса представляет собой крайнюю юго-западную часть регионального Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса, в пределах которого обнажены фрагменты раннемеловой аккреционной призмы. Аллохтонные образования призмы сложены ультрамафитами, серпентинитами, метаморфическими и кремнисто-вулканогенными породами, образующими серию тектонических пластин и чешуй в серпентинитовой матриксе. Из кремней кремнисто-вулканогенных образований выделены радиолярии средней, средней-поздней и поздней юры, что является новыми данными для этого региона. Результаты палеонтологического изучения, в совокупности с другими геологическими исследованиями, позволяют более тесно коррелировать образования мыса Поворотного с аналогичными образованиями Куюльского террейна.

ВВЕДЕНИЕ

Анадырско-Коряжский регион, включающий и внешние структурные зоны полуострова Тайгонос, представляет собой область широкого развития разновозрастных, главным образом мезозойских, аккреционных комплексов [4]. Они сложены образованиями субдукционного меланжа, турбидитами и аллохтонными включениями - фрагментами как океанической, так и континентальной коры. В строении террейнов океанической коры большую роль играют тектонические чешуи и надвиговые пластины кремнисто-вулканогенных толщ, формировавшихся в течение позднего палеозоя и всего мезозоя. В большинстве конкретных случаев, слабая (или недостаточная) палеонтологическая изученность кремнисто-вулканогенных толщ затрудняет проведение тщательной расшифровки структуры и выяснение особенностей строения аккреционных комплексов, с одной стороны, и датирование аккретированных офиолитовых блоков, верхней частью которых они являются - с другой. Трудности, связанные с датировкой ультрамафит-мафитовой части офиолитовых комплексов, общеизвестны, так как радиологические данные не всегда точно

отражают время образования пород. В этой связи, выяснение (или уточнение) возраста кремнисто-вулканогенных образований имеет большое практическое значение. Кроме того, возраст аллохтонных включений может служить и косвенным индикатором времени формирования аккреционных призм, что немаловажно при проведении палеогеодинамических реконструкций и воссоздании истории развития региона.

Осадочные образования аккреционных призм представлены, главным образом, глубоководными (окраинно-континентальными и океаническими) отложениями, т. е. породами, лишенными остатков макрофауны. В этом плане, наиболее перспективной и единственной группой оказываются микрофоссилии (радиолярии и конодонты), хотя процесс извлечения их из пород и идентификации весьма трудоемки.

В настоящей статье изложены новые данные по датировке кремнисто-вулканогенных образований Прибрежного офиолитового пояса Тайгоноса, представляющего собой крайнюю юго-западную часть регионального Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса [13]. В пределах Прибрежного пояса обнажены фрагменты субдукционного тектонического комплекса позднюрской-раннемеловой Удско-

Мургальской островной дуги [4,12]. Наиболее представительным участком развития этого комплекса является район мыса Поворотного, где кремнисто-базальтовые толщи и лерцолиты совмещены с вулканогенными и осадочными накоплениями островодужного ансамбля [7].

На средне-и мелкомасштабных геологических картах Северо-Востока СССР, изданных и подготовленных исследовательскими организациями Министерства геологии СССР в шестидесятые - восьмидесятые годы, кремнисто-вулканогенные образования района мыса Поворотного датировались ранним мелом. Эти образования обычно включались в состав кингвиевской свиты, датированной интервалом от волжского до берриасского веков [2]. В состав кингвиевской свиты включались также терригенные и туфогенно-осадочные толщи. С этих позиций Г.Е. Некрасовым в районе мыса Поворотного составлен многокилометровый разрез терригенно-кремнисто-вулканогенной кингвиевской свиты. Однако то обстоятельство, что на разных уровнях описанного Г.Е. Некрасовым разреза присутствуют серпентиниты, эклогиты, габброиды, заставляет сомневаться в существовании здесь стратиграфической последовательности.

Полевые исследования, проведенные в 1993 году в районе мыса Поворотного авторами настоящей

статьи, показали развитие здесь пакетов тектонических чешуй, сложенных несколькими литологическими и петрографическими группами пород [7]. Кремнисто-базальтовые накопления, отделенные надвигами и взбросами от терригенных и вулканогенно-терригенных толщ, в центральной части обнаженной здесь чешуйчатой структуры ассоциируют с серпентинитами и серпентинитовым меланжем, а также с метаморфическими породами. Северо-восточнее рассматриваемого района, в Таловских горах, эти образования слагают Куюльский терреин аккреционного клина, одним из фрагментов которого и является тектонический комплекс района мыса Поворотного [7,12].

В двух образцах кремнистых пород (из коллекции А.Д.Чехова) В.Т.Крымсалова определена присутствие поздне триасовых и позднеюрских радиолярий [7]. Это исследование имело предварительный характер, оно показало необходимость более детального изучения радиолярий в кремнистых породах района. Ниже приведены результаты, полученные при изучении комплексов радиолярий в восьми образцах, отобранных из наиболее представительных обнажений кремнисто-базальтовых толщ района мыса Поворотного.

The paleontological research described in this publication was made possible in part by Grant № RJI300

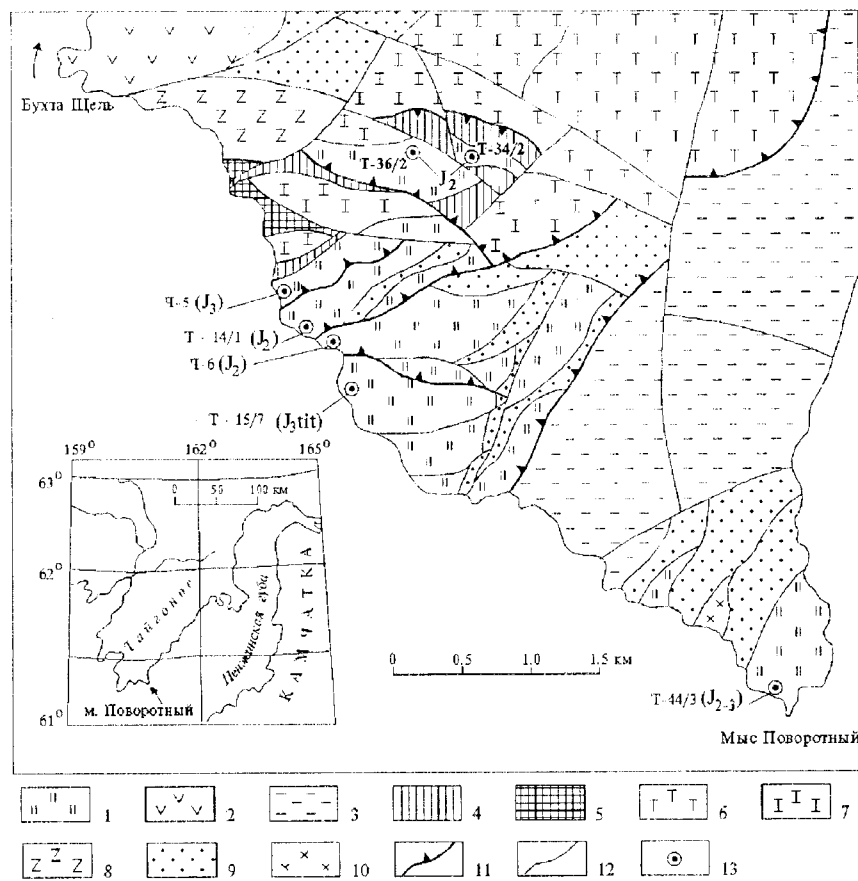


Рис. 1. Геологическая карта района мыса Поворотного.

1 - Кремнисто-базальтовые комплексы; 2 - толща островодужных вулканитов: магнетитовые андезиты, базальты, бонинитиды; 3 - флишoidная песчано-алевролитово-аргиллитовая толща; 4 - метаморфиты зеленосланцевой фации; 5 - амфиболовые эклогиты, гранатовые амфиболиты, горблендиты; 6 - слабо истощенные лерцолиты; 7 - сильно серпентинизированные, перетертые лерцолиты; 8 - гарцбургиты и лерцолиты, с линзами хромитонесных дунитов; 9 - тектонический меланж, с апогарцбургитовым серпентинитовым матриксом; 10 - метагаббро; 11 - надвиги; 12 - сдвиги, взбросы; 13 - места отбора образцов радиолярий.

from the International Science Foundation and Russian Government

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЫСА ПОВОРОТНОГО

Изучение береговых обрывов Пенжинской губы от мыса Поворотного до бухты Щель (рис.1), а также прилегающей территории шириной до 5 км, позволило выделить здесь, по меньшей мере, четыре пакета тектонических пластин с общей юго-восточной вергентностью, хотя некоторые блоки и чешуи имеют близвертикальное и даже обратное, юго-восточное, падение. Эти тектонические пакеты, с юго-востока на северо-запад, следующие.

1. Серпентинитовый меланж с крупными (до 1.0 - 1.5 км в длину) плитообразными включениями сильно дислоцированных пород кремнисто-вулканогенной толщи. Одна из таких тектонических пластин слагает мыс Поворотный, возраст слагающих ее пород определяется как средне-позднеюрский по комплексу радиолярий, изученных в образце 44/3 (см. ниже). Несколько других выходов рассматриваемого тектонического пакета обнажены за пределами карты на рис.1, ими сложены безымянные мысы северо-восточнее Поворотного.

2. Мощная (около 1 км) толща песчано-аргилито-алевролитового флиша, с линзами и прослойками кремнистых пород, разбитая на тектонические пластины и блоки, иногда разделенные просечками серпентинитов. В нижних горизонтах толщи были обнаружены отпечатки *Buchia sp. indet.*[2].

3. Сложно построенный пакет тектонических чешуй и блоков, общей мощностью не менее 2 км, включающий крупные фрагменты кремнисто-базальтовых толщ, перидотитов, серпентинитового меланжа, амфиболитов, зеленых сланцев, эколлитов. Судя по составу осадочных пород, вулканитов, перидотитов, породы данного тектонического пакета являются отторженцами океанической плиты. В строении кремнисто-вулканогенных образований главную роль играют подушечные базальты, петрохимически принадлежащие MORB-типу. Они чередуются с линзами и пластами ярко окрашенных красных и бордовых яшм - радиоляритов, с более редкими тонкослоистыми известково-яшмовыми и аргиллитовыми пачками. Большая часть изученных нами комплексов радиолярий принадлежит кремнистым породам данного тектонического пакета. В различных блоках и пластинах эти породы датируются средней и поздней юрой.

4. Пакет крупных блоков, чешуй и тектонического меланжа, породы которых имеют островодужные особенности химического состава: фрагменты толщи низкотитанистых вулканитов (от базальтов до бонинитов), с пачками тонкозернистых осадочных

пород, отделенные от предыдущего тектонического пакета серпентинитовым апогарцбургитовым меланжем, включающим блоки хромитоносных гарцбургитов и дунитов. Эти фрагменты офиолитов островодужного типа, по-видимому, можно датировать средней - поздней юрой, по аналогии с Ганкуваямскими офиолитами Куюльского массива [1], также обладающими островодужными особенностями химизма пород и минералов [3,6].

В этом нагромождении тектонических чешуй и блоков кремнисто-вулканогенные образования представлены фрагментами в целом однотипных разрезов, различающихся лишь неодинаковой ролью маломощных пропластков известняков и аргиллитов. Наиболее представительные фрагменты разрезов наблюдались нами в морских береговых обрывах (рис.1).

В точке Т-14 обнажена толща кремнистых пород кирпично-красного цвета, иногда грубо-слоистых, но чаще массивных, в которую включены несогласной формы тела, длиной до 2 - 2,5 м, умереннотитанистых базальтов, содержащих мелкие вкрапленники клинопироксена, лейсты плагиоклаза в хлоритизированном и эпидотизированном стекле. Видимая мощность толщи более 100 м. Такие же породы обнажены в точках Т-44 и Ч-6.

В точке Т-15 обнажен фрагмент кремнисто-вулканогенной толщи, породы которой падают к юго-востоку под углами 65-70°. Здесь выделяются (снизу вверх) следующие пачки пород: 1) умереннотитанистые базальты и микродолериты, пронизанные прожилками карбонатов и цеолитов (мощностью 20 м); 2) пачка яснослоистых (2-4 см) глинисто-карбонатных пород, ритмично чередующихся с пропластками (1-2 см) аргиллитов (около 10 м); 3) горизонт брекчированных аргиллитов, цементированных белой карбонатной массой (2-3 м); 4) подушечные лавы и лавобрекчии меланократовых высокотитанистых базальтов, содержащих мелкие вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза в микролитовой основной массе (10-12 м); 5) красные кремнистые породы (4-5 м); 6) умереннотитанистые базальты с мелкими вкрапленниками клинопироксена в стекловатой хлоритизированной массе (20-25 м); 7) красные кремнистые породы (более 5 м).

В обнажении Ч-5 преобладают афировые умереннотитанистые базальты, переслаивающиеся с красными кремнистыми радиоляритами, а также тектонические чешуи кварц-серицит-амфиболовых сланцев.

Севернее береговой линии, в левобережье большого ручья, обнажен пакет тектонических чешуй альбит-эпидот-амфиболовых сланцев и амфиболитов, кирпично-красных глинисто-кремнистых пород и базальтов, мощностью до 150 м, перекрывающий

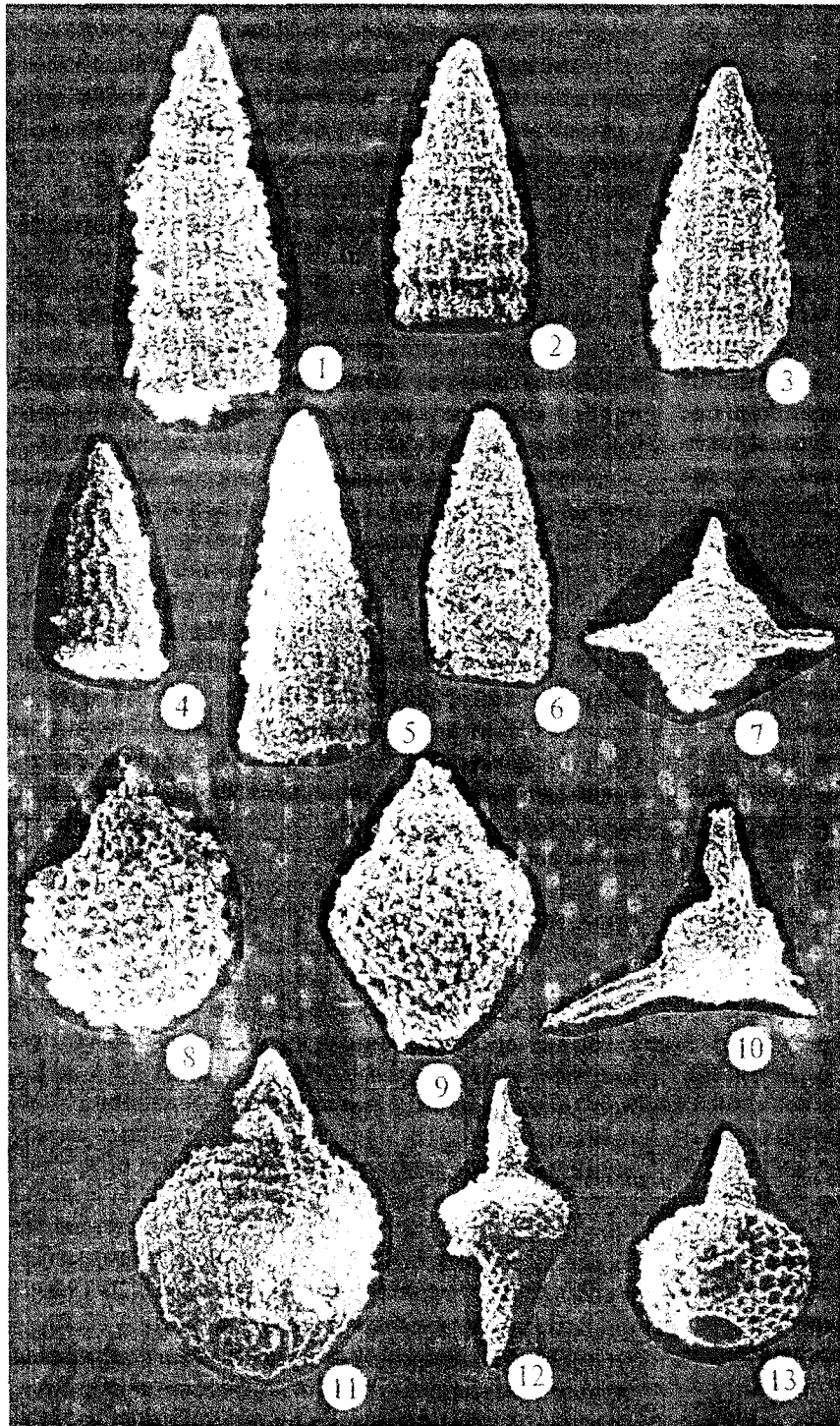


Рис. 2. Средне-позднеюрские радиолярии из кремней кремнисто-вулканогенных толщ.

1. *Parahsuum grande* Hori et Yao, x-200
 2. *Laxtorum jurassicum* Isozaki et Matsuda, x-200
 3. *Hsuum hisuikyoense* Isozaki et Matsuda, x-200
 4. *Hsuum maxwelli* Pessagno, x-200
 5. *Hsuum* aff. *medium* (Takemura), x-200
 6. *Hsuum* sp., x-200
 7. *Emiluvia* aff. *premyogii* Baumgartner, x-110
 8. *Sethocapsa* sp., x-290
 9. *Tricolocapsa* cf. *plicarum* Yao, x-290
 10. *Tripocyclia blakei* Pessagno, x-110
 11. *Mirifusus* sp., x-110
 - 12, 13. *Podobursa* cf. *triacantha* (Fishli), x-110
- 1-13 - образец Г-44/3

серпентинизированные, меланжированные пердолиты (точки Г-34 и Г-36).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеонтологическому изучению были подвергнуты образцы кремнистых пород кремнисто-вулканогенных толщ района мыса Поворотного, отобранные из наиболее представительных, главным образом,

береговых обнажений. Из кирпично-красных кремней первого тектонического пакета (см рис. 1, точка 44 и рис. 2) в образце № 44/3 были выделены и идентифицированы следующие радиолярии: *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Hsuum hisuikyoense* Isozaki et Matsuda, *Hsuum* aff. *medium* (Takemura), *Hsuum* sp., *Laxtorum jurassicum* Isozaki et Matsuda, *Podobursa* cf. *triacantha* (Fishli), *Sethocapsa* sp., *Mirifusus* sp.,

Таблица 1

Первый тектонический пакет

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст							K ₁
		J ₁	J ₂				J ₃		
			aal	baj	bat	cal	oxf	kim	
T-44/3	<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno		---	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Hsuum hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Laxtorum jurassicum</i> Isozaki et Matsuda	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Podobursa</i> cf. <i>triacantha</i> (Fishli)								-----
	<i>Sethocapsa</i> sp.								-----
	<i>Mirifusus</i> sp.								-----
	<i>Tricolocapsa</i> cf. <i>plicarum</i> Yao	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Parahsuum grande</i> Hori et Yao	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Hsuum</i> aff. <i>medium</i> (Takemura)	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Hsuum</i> sp.	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
	<i>Emiluvia</i> aff. <i>premyogii</i> Baumgartner								-----
	<i>Syringocapsa</i> sp.								-----
	<i>Tripocyclus</i> aff. <i>cellulosa</i> Foreman								-----
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)								-----	
<i>Stichocapsa</i> sp.								-----	

Tricolocapsa cf. *plicarum* Yao, *Parahsuum grande* Hori et Yao, *Emiluvia* aff. *premyogii* Baumgartner, *Syringocapsa* sp., *Tripocyclus* aff. *cellulosa* Foreman, *Tripocyclus blakei* (Pessagno).

Виды *Hsuum hisuikyoense*, *Hsuum medium*, *Laxtorum jurassicum*, *Parahsuum grande* появляются в конце ранней- начале средней юры и прослеживаются до поздней юры [9,10]. Вид *Tricolocapsa plicarum* имеет распространение от аалена до нижнего киммериджа включительно [11]. Вид *Hsuum maxwelli* охватывает диапазон от байоса до киммериджа [10,11]. Вид *Emiluvia premyogii* также распространен в средней-поздней юре [8]. Первое появление представителей родов *Mirifusus*, *Podobursa*, *Sethocapsa* отмечено в средней юре, и далее они прослежены в мел. Остальные виды данного комплекса также характерны для средней-поздней юры. Таким образом, выделенный комплекс радиолярий охватывает интервал времени от средней до поздней юры (табл. 1), что позволяет датировать содержащие их кремни средней-началом поздней юры.

Из аналогичных кирпично-красных кремней, слагающих различные тектонические пластины третьего тектонического пакета, были выделены как среднеюрские, так и позднеюрские радиолярии. Отно-

сительно богатый комплекс среднеюрских радиолярий встречен в образце № T-34/26 (см. рис. 1, точка T-34 и рис. 3). Здесь присутствуют: *Crucella* sp., *Tricolocapsa* aff. *yaoi* Matsuoka, *Tricolocapsa* aff. *conexa* Matsuoka, *Stichocapsa japonica* Yao, *Parahsuum levicostatum* Takemura, *Parahsuum* cf. *magnum* Takemura, *Parahsuum* sp., *Hsuum* sp. aff. *mirabundum* Pessagno et Whalen, *Hsuum* aff. *parasolense* Pessagno et Whalen, *Hsuum* sp., *Cingulaturris* sp. aff. *carpatica* Dumitrica, *Napora* aff. *bona* Pessagno, *Parvicingula* sp., *Paronaella* aff. *mulleri* Pessagno, *Dibolachras chandrika* Kocher, *Canoptum anulatum* Pessagno et Whalen, *Canoptum* sp., *Archaeodictyomitra* sp.

Виды *Canoptum anulatum*, *Hsuum mirabundum*, *Hsuum parasolense* описаны из плинсбах-байосских слоев Калифорнии [14]. Виды *Stichocapsa japonica*, *Tricolocapsa yaoi* распространены в Японии от верхней части ранней юры до келловоя включительно, а вид *Tricolocapsa conexa* - характерен для средней-поздней юры [16]. Виды *Parahsuum levicostatum* и *Parahsuum magnum* впервые описаны из среднеюрских отложений Японии [15]. Представители родов *Hsuum*, *Parahsuum*, *Parvicingula*, *Napora*, *Paronaella* также характерны для ранней-средней юры, в то время как появление родов *Cingulaturris* и *Archaeodictyomitra* фиксируется только

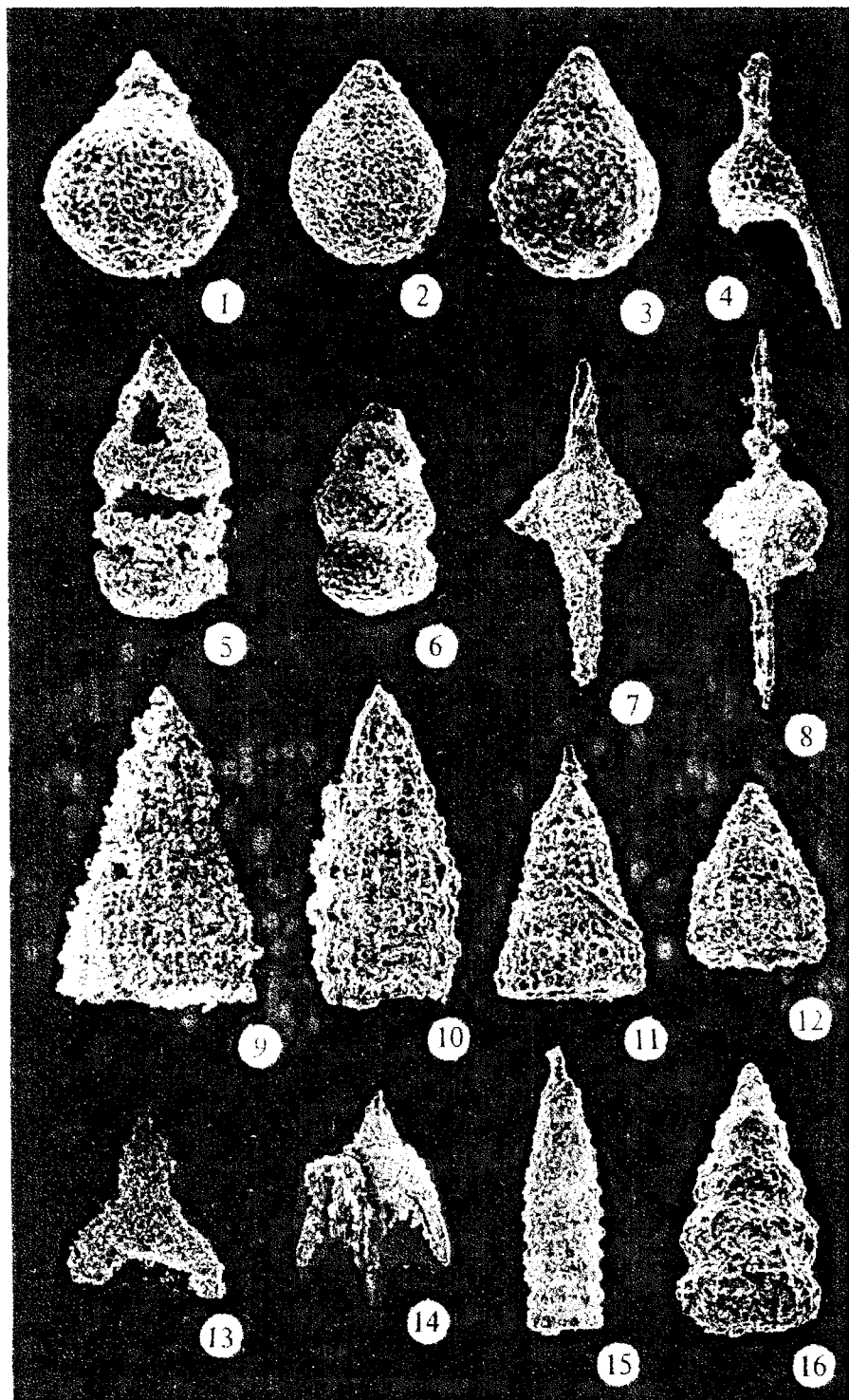


Рис. 3. Среднеюрские радиолярии из кремней кремнисто-вулканогенных толщ.

1. *Tricolocapsa* aff. *yaoi* Matsuoka, x-290
 2. *Tricolocapsa* aff. *conexa* Matsuoka, x-290
 3. *Stichocapsa convexa* Yao, x-290
 4. *Bipedis* sp., x-110
 5. *Stichocapsa* cf. *japonica* Yao, x-200
 6. *Stichocapsa japonica* Yao, x-200
 7. *Dibolachras chandrika* Kocher, x-110
 8. *Archaeodictyomitra* sp., x-110
 9. *Hsuum hisuikyoense* Isozaki et Matsuda, x-200
 10. *Hsuum* aff. *parasolense* Pessagno et Whalen, x-200
 11. *Parahsuum levicostatum* Takemura, x-200
 12. *Hsuum* sp., x-200
 13. *Paronaella pygmaea* Baumgartner, x-110
 14. *Napora* aff. *bona* Pessagno, x-110
 15. *Canoptum anulatum* Pessagno et Whalen, x-110
 16. *Cingulaturris* sp., x-200
- 1, 2, 5-7, 10-12, 14-16 - образец Т-34/26
 3 - образец Т-14/1
 4, 8, 9 - образец Т-34/2а
 13 - Т-36/2

с конца средней юры. Таким образом, возраст кремней, содержащих данный комплекс радиолярий может быть определен как среднеюрский (табл. 2, обр. Т-34/26).

Аналогичные по возрасту (см. табл. 2), но менее разнообразие в видовом отношении, комплексы радиолярий были выделены из образцов: № Т-34/2а, точка Т-34 на рис. 1 (*Sethocapsa* sp., *Hsuum hisuikyoense*

Isozaki et Matsuda, *Hsuum medium* Takemura, *Hsuum* sp., *Bipedis* sp.); № Т-36/2, точка Т-36 (*Parahsuum* aff. *grande* Hori et Yao, *Parahsuum* sp., *Lipherium* sp., *Tricolocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Tetrabs* sp., *Paronaella pygmaea* Baumgartner, *Archaeospongoprimum* sp.); № Т-14/1, точка Т-14 (*Hsuum hisuikyoense* Isozaki et Matsuda, *Hsuum* aff. *medium* Takemura, *Stichocapsa convexa* Yao) и № Ч-6РД 1/93, точка Ч-6 (*Emiluvia* aff. *cochleata*

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₁	J ₂				J ₃			K ₁
			aal	baj	bat	cal	oxf	kim	tit	
T-34/26	<i>Crucella</i> sp.		—————				—————			
	<i>Tricolocapsa</i> aff. <i>yaoi</i> Matsuoka	—————	—————				—————			
	<i>Stichocapsa</i> cf. <i>japonica</i> Yao	—————	—————				—————			
	<i>Parahsuum</i> sp.		—————				oxf			
	<i>Hsuum</i> sp.		—————				—————			
	<i>Cinguloturris</i> aff. <i>carpatica</i> Dumitrica		—————				oxf	kim	tit	
	<i>Napora</i> aff. <i>bona</i> Pessagno	—————	—————				oxf			
	<i>Parvicingula</i> sp.		—————				—————			
	<i>Paronaella</i> aff. <i>mulleri</i> Pessagno		—————				—————			
	<i>Tricolocapsa</i> aff. <i>conexa</i> Matsuoka	—————	—————				—————			
	<i>Canoptum</i> aff. <i>anulatum</i> Pessagno et Whalen	—————	—————				—————			
	<i>Hsuum</i> aff. <i>mirabundum</i> Pessagno et Whalen	—————	—————				—————			
	<i>Parahsuum</i> <i>levicostatum</i> Takemura	—————	—————				—————			
	<i>Hsuum</i> aff. <i>parasolense</i> Pessagno et Whalen	—————	—————				—————			
	<i>Parahsuum</i> cf. <i>magnum</i> Takemura	—————	—————				—————			
	<i>Canoptum</i> sp.	—————	—————				—————			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.		—————				—————				
T-14/1	<i>Hsuum</i> aff. <i>medium</i> (Takemura)		—————				oxf			
	<i>Stichocapsa</i> <i>convexa</i> Yao		—————				—————			
	<i>Hsuum</i> <i>hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda	—————	—————				—————			

(Nakaseko et Nishimura), *Triactoma* aff. *jonesi* (Pessagno), *Triactoma* sp.).

В двух образцах кремней (№№ Т-15/7 и Ч-5РД 3/93, см. рис. 1 и 4), также слагающих самостоятельные пластины в третьем тектоническом пакете, были встречены позднеюрские радиолярии. Они представлены богатым комплексом, включающим *Pseudodictyomitra carprtica* (Lozyniak), *Pseudodictyomitra* aff. *carprtica* (Lozyniak), *Stichocapsa* *cribata* Hinde, *Stichocapsa* aff. *cribata* Hinde, *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka, *Stichocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* *apiara* (Rüst), *Thanarla* *conica* (Aliev), *Thanarla* aff. *conica* (Aliev), *Pseudodictyomitra* *leptoconica* (Foreman), *Parvicingula* *boesii* (Parona), *Parvicingula* *hsui* Pessagno, *Parvicingula* sp., *Zhamoidellum* *ovum* Dumitrica, *Podobursa* cf. *triacantha* (Fishli), *Archaeodictyomitra* aff. *nuda* Schaaf, *Xitus* *gifuensis* Mizutani, *Sethocapsa* cf. *uterculus* (Parona), *Tripocyclia* sp., *Crucella* *theokaftensis* Baumgartner, *Hsuum* *brevicostatum* (Ozoldova),

Archaeodictyomitra *broweri* (Tan Sin Hok), *Archaeodictyomitra* cf. *vulgaris* Pessagno. Преобладающее большинство видов этого комплекса появляется в конце поздней юры и продолжает существовать в раннем мелу. Вместе с тем, виды *Stichocapsa* *robusta*, *Stichocapsa* *cribata*, *Xitus* *gifuensis* и *Hsuum* *brevicostatum* более характерны для поздней юры. В этой связи, возраст кремней, содержащих данный комплекс радиолярий, можно определить как позднеюрский (вероятнее всего титон).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты палеонтологического изучения кремнистых пород кремнисто-вулканогенных толщ мыса Поворотного позволяют заключить, что накопление их осуществлялось в течение длительного времени - с конца ранней по конец поздней юры, а учитывая данные В.Т. Крымсальной [7] о находке позднеэриасовых радиолярий, то, вероятнее, с конца триаса по конец юры. Тесная пространственная связь крем-

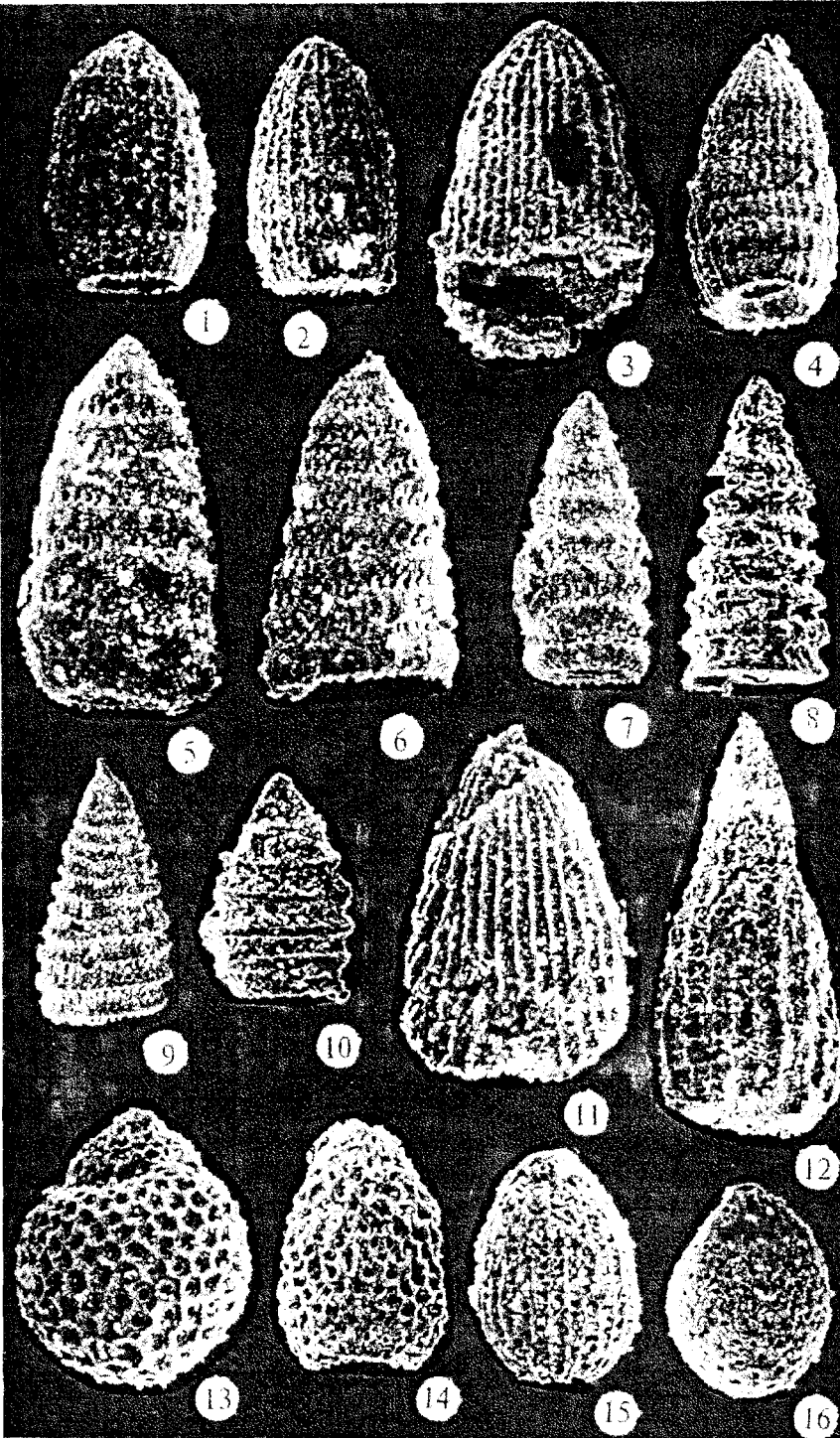


Рис. 4. Позднеюрские радиоларии из кремней кремнисто-вулканогенных толщ.

- 1, 2. *Archaeodictyomitra apiara* (Rost), 1 - x-290, 2 - x-200
3. *Archaeodictyomitra* ex. gr. *apiara* (Rost), x-290
4. *Archaeodictyomitra* cf. *vulgaris* Pessagno, x-200
5. *Archaeodictyomitra* aff. *nuda* Schaaf, x-200
6. *Pseudodictyomitra leptaconica* (Foreman), x-290
- 7, 8. *Pseudodictyomitra carprtica* (Loznyiak), x-200
9. *Parvicingula hsui* Pessagno, x-110
10. *Parvicingula boesii* (Parona), x-200
11. *Archaeodictyomitra broweri* (Tan Sin Hok), x-290
12. *Hsuum brevicostatum* (Ozoldova), x-200
13. *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, x-290
14. *Stichocapsa cribrata* Hinde, x-200
15. *Thanarla conica* (Aliev), x-290
16. *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka, x-290
- 1-7, 9-11, 13-16 - образец Т-15/7
- 8, 12 - образец Ч-5РД 3/93

нисто-вулканогенных толщ с габбро-ультрамафитовыми породами, заключенными в серпентинитовой меланж, дает основание рассматривать их как тектонически разобщенные фрагменты среднеюрских и позднеюрских офиолитов оксанического типа, аккрецированных в послеюрское-предальбское время. Ранее отмечалось [7], что особенности состава и

строения серпентинитового меланжа и офиолитов мыса Поворотного аналогичны офиолитам и меланжу Куьюльского террейна. Полученные новые данные о возрасте кремнисто-вулканогенных толщ мыса Поворотного показывают, что и верхняя (вулканогенно-осадочная) часть офиолитовых разрезов полностью соответствует таковой Куьюльского

террейна, где она также охарактеризована радиолариями от позднего триаса до поздней юры [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Кузюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России)// Докл.РАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 364-367.
2. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с.
3. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
4. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии.//Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
5. Пральникова И.Е. Характерные комплексы радиоларий верхнего триаса-юры из вулканогенно-кремнистых пород кингвеевской свиты Кузюльской офиолитовой ассоциации (Таловские горы, северо-восток России).// Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 3. С. 382-387.
6. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Лучицкая И.В., Алексютин И.В. Структура и гетерогенность Кузюльского офиолитового террейна (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тез. докл. Иркутск. 1995. Т. 1. С. 101-102.
7. Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос// Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 25-33.
8. Baumgartner P.O. A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude Radiolarian zonation based on Unitaryb Associations and age of Tethys Radiolarians//Eclogae Geol. Helv. V. 77. P. 729-873.
9. Hori R. Lower Jurassic Radiolarian zones of SW Japan// Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N.S. 1990. № 159. P. 562-586.
10. Matsuoka A., et. al. Triassic-Jurassic Radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, Central Japan//Guide book for INTERRAD 7 field excursion. 1994. P. 19-61.
11. Matsuoka A., Yao A. Newly proposed Radiolarian zonation for the Jurassic of Japan//Marin Micropaleontology. 1986. № 11. P. 91-105.
12. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et. al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map// U.S. Geol. Survey. Open-File Report 94-714. 1994. 221 p.
13. Palandzhyan S.A. Ophiolite belts in the Koryak Upland, northeast Asia//Tectonophysics. 1986. V. 127. № 3/4. P. 341-360.
14. Pessagno E.A., Whalen P.A. Lower and Middle Jurassic Radiolaria (Multicyrtid Nassellaria) from California, east-central Oregon and Queen Charlotte Island, B.C.// Micropaleontology. 1982. № 2. P. 111-169.
15. Takemura A. Classification of Jurassic Nassellarias (Radiolaria).//Palaeontographica Abt. A. Bd. 1986. V. 195, № 1/3. P. 29-74.
16. Yao A. Subdivision of the Mesozoic complex in Kii-Yura area, South-West Japan and its bearing on Mesozoic Basin development in the Southern Chichibu Terrane//J. Geosci. Osaka City Univ. 1984. V. 27. Art. 2. P. 41-103.

Поступила в редакцию 25 декабря 1995 г.

I.V. Kemkin, S.A. Palandjyan, A.D. Chekhov

Substantiation of the age of siliceous-volcanogenic complexes of Cape Povorotny, Penzhinsky-Pekulneisky ophiolite belt (Asia's North-East)

The coastal ophiolite belt of Taigonos Peninsula is the extreme south-western part of the regional Penzhinsky-Pekulneisky ophiolite belt, within which fragments of the Early Cretaceous accretionary prism are exposed. Allochthonous assemblages of the prism are composed of ultramafites, serpentinites, metamorphic and siliceous-volcanogenic rocks forming a series of tectonic sheets and slices in the serpentinite matrix. Middle, Middle-Late and Late Jurassic radiolarian are distinguished in the siliceous-volcanogenic assemblages, which is new data for this region. The results of paleontological study together with other geological investigations permit a closer correlation of the assemblages of Cape Povorotny with the Kuyulsky terrane.

ПЕЛУКСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ (ЗАПАДНАЯ АЛЯСКА)

В.С.Пушкарь,* М.В.Черепанова,** В.Ф.Иванов,*** Д.М.Хопкинс,****
С.Руф*****

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток.

** Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток.

***Северо-Восточный Комплексный Научно-исследовательский институт СВНЦ РАН, г. Магадан.

**** University of Alaska, Fairbanks, AK, 99709 USA

***** Dept. Geology and Geography Box 35820 Univ. Massachusetts Amherst, MA 01003-5820.

Изучена 8-10-м терраса в 2 км к западу от г. Ном (Аляска, США). В основании террасы залегают пляжевые пески и гравий, перекрывающиеся 3-метровым слоем торфа со следами криогенных структур. Венчает разрез слой супесей и суглинков мощностью 1 м. Выделено три комплекса диатомей. Из песков и гравия изучены диатомей, имеющие прибрежный шельфовый генезис. Выше по разрезу они сменяются ценозом болотных диатомей, обнаруженных в пачке песков и торфе. В суглинках обнаружен морской прибрежный комплекс. Эти три комплекса связываются с фазами 5"e", 5"d", 5"с" Пелукской трансгрессии. Относительно высокое залегание слоев с морскими диатомеями по отношению к современной береговой линии свидетельствует о существовании положительных тектонических движений, по крайней мере, с сангомонского времени.

Пятая трансгрессивная пачка морских отложений формации Губик, выраженная в 8-10-метровой террасе вдоль западного и северо-западного побережий Аляски, сформировалась в начале позднего плейстоцена [2, 3, 5, 6]. Обычно под Пелукской трансгрессией понимают только тот период времени, который совпадает с фазой 5"e" изотопно-кислородной шкалы [7]. Стратиграфия пелукских отложений чрезвычайно важна, поскольку от ее детальности зависит решение проблемы проведения границы между сангамоном и висконсином, а также уточнение стратиграфических объемов последних. Наличие двух морских пачек в отложениях 8-10-метровых террас вдоль берегов Берингова, Чукотского морей, а также моря Бофорта заставляет пересмотреть точку зрения на стратиграфический объем пелукского горизонта.

В основу настоящей работы положен анализ диатомовых водорослей, изученных в пелукских отложениях. Именно диатомей, являясь тонкими

индикаторами экологических параметров среды, способствуют точному определению генезиса вмещающих отложений и палеоклиматической характеристики условий их формирования [1].

В августе 1993 года, благодаря содействию Национального Научного Фонда США (NSF) и Центру Четвертичных Исследований Университета Аляска (Alaska Quaternary Center, University of Alaska) нам удалось провести полевые исследования на западном и северном побережьях Аляски. Работы касались изучения отложений формаций Губик и Флакман.

Отложения Пелукской трансгрессии являются самыми молодыми трансгрессивными толщами на Аляске и фиксируются вторым, кроме современного, пляжевым уровнем. Они формируют низкую (до 10 м) прибрежно-морскую террасу, протягивающуюся вдоль всего западного побережья. Эта террасовая

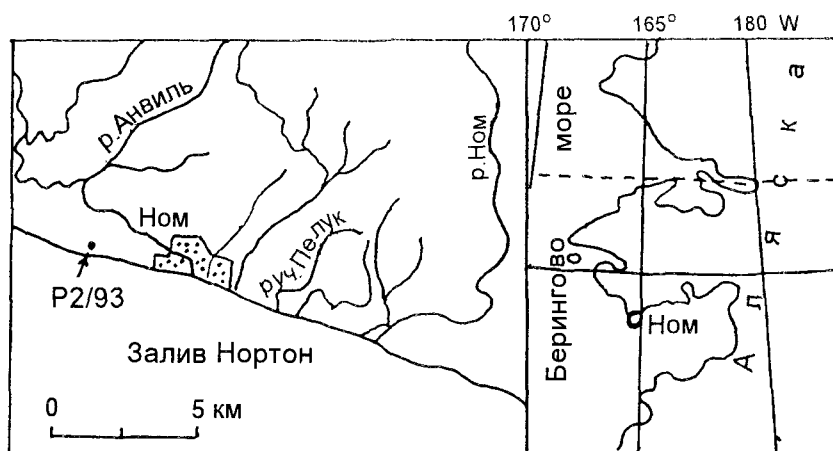


Рис. 1. Район исследований и расположение разреза P2/93

поверхность простирается внутрь полуострова Сьюард вплоть до древних абразионных клифов, образование которых связано с экспансией среднеплейстоценового Номского оледенения [4-6]. Возраст морских пелукских толщ установлен по серии аминокислотных датировок и соответствует 100-130 тыс. лет [6].

Один из наиболее полных разрезов пелукских отложений изучен в 2 км к западу от г. Ном в карьере, выработанном в результате драгирования (Рис. 1). Сам разрез находится в 200 м от берега моря, а его основание расположено на высоте 2.8 м по отношению к современному уровню моря.

Снизу - вверх вскрываются (Рис. 2):

1. Песок серый, разнозернистый, с очень редкой галькой. Видимая мощность - 0.6 м
2. Гравий и галька, хорошо окатанная, диаметром до 2-3 см. Линзы песка светлого, среднезернистого мощностью до 5-8 см. Мощность - 0.3 м
3. Песок средне-мелкозернистый. В верхней части слоя песок переходит в глинистый. Мощность - 0.6 м
4. Песок темно-коричневый, разнозернистый. Мощность - 0.2 м

5. Торф темно-коричневый, плотный. Мощность - 3.0 м

6. Суглинки темно-серые. Мощность - 0.8 м

7. Почва. Мощность - 0.3 м

Общая мощность разреза составляет 5.8 метра.

Из данных отложений отобрано 6 образцов для диатомового анализа. Приготовление препаратов из образцов велось по стандартной методике [1]. Для проведения статистического анализа соотношения видов диатомей подсчитывалось 250 створок в горизонтальных рядах на покровном стекле (18x18 мм) при увеличении *800. Выделены следующие комплексы диатомей.

Комплекс I. Выделен из слоя 1. Концентрация диатомей не превышает 2-3 тыс. створок в 1 г осадка. Встречены единичные морские сублиторальные диатомей *Paralia sulcata*, *Thalassiosira bramaputrae* и неритические *Thalassiosira gravida* и *Puxidicula turris*. Из пресноводных диатомей обнаружены единичные виды родов *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia* (см. рис. 2).

Комплекс II. Характеризует отложения слоя 2. Концентрация диатомей составляет 2-3 млн. створок в 1 г осадка. Комплекс имеет смешанную структуру и состоит как из морских (21%), так и пресноводных диатомей (79%). Из группы морских диатомей

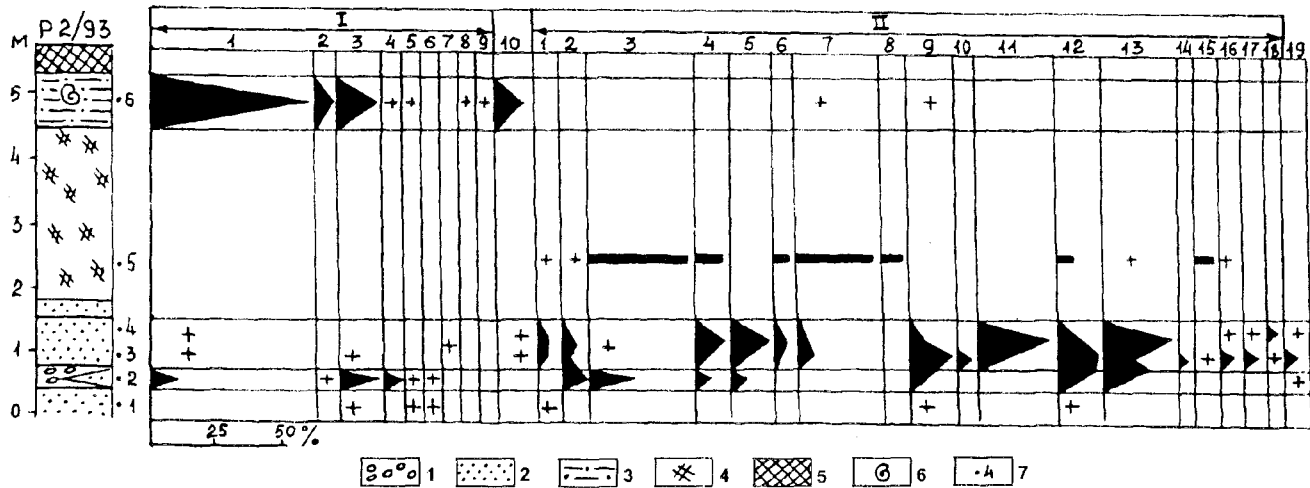


Рис. 2. Схема распространения диатомей по разрезу P2/93.

1 - галечники; 2 - пески; 3 - суглинки; 4 - торф; 5 - почвы; 6 - раковины; 7 - номер образца и его местоположение.

Диатомей: I группа (морские):

1 - *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., 2 - *Cocconidiscus marginatus* Ehr., 3 - *Thalassiosira gravida* Cl., 4 - *Th. kryophila* (Grun.) Iorg., 5 - *Th. bramaputrae* (Ehr.) Hakansson et Locker, 6 - *Puxidicula turris* (Grev. et Arnott) Strel. et Nikolaev, 7 - *Diploneis interrupta* Cl., 8 - *Trachyneis aspera* Cl., 9 - *Cocconeis scutellum* Ehr., 10 - *Navicula marina* Ralfs.

II группа (пресноводные):

1 - *Eunotia praerupta* Ehr., 2 - *E. praerupta* var. *bidens* Grun., 3 - *E. triodon* Ehr., 4 - *E. papilio* (Grun.) Hustedt 5 - *E. praerupta* var. *muscolica* P.Boye, 6 - *E. monodon* Ehr., 7 - *E. valida* Hust., 8 - *E. fallax* A.Cl., 9 - *Navicula amphibola* Cl., 10 - *N. mutica* Kuetz., 11 - *N. crucicula* (W.Sm.) Donk., 12 - *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., 13 - *P. lata* (Breb.) W.Sm., 14 - *P. borealis* Ehr., 15 - *P. microstauron* (Ehr.) Cl., 16 - *Caloneis silicula* var. *alpina* Cl., 17 - *Cymbella hybrida* Grun., 18 - *Stauroneis anceps* Ehr., 19 - *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

доминируют неритические *Thalassiosira gravida* (14%) и *Thalassiosira kryophila* (4%), сублиторальная *Paralia sulcata* (5%). Доминантами из группы пресноводных диатомей являются *Eunotia praerupta* var. *bidens* (10%), *E.praerupta* var. *muscicola* (4%), *E.triodon* (15%), *Pinnularia lata* (16%), *P.viridis* (12%).

Комплекс III. Выделен из слоя 3. Концентрация диатомей составляет 5-7 млн. створок в 1 г осадка. Морских диатомей почти нет (1.7%). Из пресноводных доминируют бентические *Pinnularia viridis* (до 16.8%), *P.lata* (до 26.6%), *Navicula amphibola* (до 14.6%), *N.crucicula* (до 26.2%), *Eunotia praerupta* var. *bidens* (до 5.5%), *E.papilio* (до 7.2%), *E.praerupta* var. *muscicola* (до 16%), *E.valida* (до 3.9%), *Cymbella hybrida* (до 4.3%).

Комплекс IV. Выделен по образцу P2/93-5 из слоя торфа. Концентрация диатомей составляет 3-4 млн. створок в 1 г осадка. Морских диатомей нет. Из группы пресноводных диатомей доминируют *Eunotia triodon* (32.5%), *E.papilio* (9.1%), *E.monodon* (2.6%), *E.valida* (28.5%), *E.fallax* (7.8%), *Pinnularia viridis* (5.2%), *P.microstauron* (6.5%).

Комплекс V. Характеризует слой суглинков (см. рис.2). Концентрация диатомей составляет 3-4 млн. створок в 1 г осадка. Морские диатомей составляют основную экологическую структуру комплекса (91.7%). В комплексе доминируют сублиторальные *Paralia sulcata* (60.4%), *Navicula marina* (10.4%), неритическая *Thalassiosira gravida* (10.4%), океанический *Coscinodiscus marginatus* (6.2%).

Комплекс I из-за редких находок диатомей малоинформативен. Можно лишь допустить, что слой 1 формировался в волноприбойной зоне моря. Отсутствие диатомей объясняется тем, что при седиментации крупно-среднезернистого песка диатомей, имеющие более мелкие размеры, были вымыты.

Анализ экологических структур комплексов II - III показывает, что численность морских диатомей падает от 21% (слой 2) до 1.7% (слой 3). Доминирование в морской группе сублиторально-неритических видов диатомей свидетельствует о прибрежном шельфовом генезисе осадков. Существенную роль на формирования осадков оказывал вынос рекой терригенного компонента. Морские диатомей принадлежат к группе широко распространенных северо-бореальных видов и являются характерным элементом Берингоморской провинциальной флоры мелководных зон шельфа. Отсутствие же в комплексах I-III стенотермных аркто-бореальных элементов (*Bacterosira fragilis*, *Thalassiosira nordenskieoldii*, *Achnanthes taeniata*), также являющихся составной частью современной флоры Берингова и Чукотского морей, свидетельствует о том, что среднегодовые температуры поверхностного слоя воды были слегка выше современных и обусловили

формирование умеренной флоры диатомей. Ареалы же популяций стенотермных аркто-бореальных видов были сдвинуты в сторону моря Бофорта. Общая циркуляция вод, сезонные колебания солености были близки современным. По-видимому, формирование слоев 2-4 происходило во время спада первой фазы трансгрессии, которую мы сопоставляем с фазой 5"e" кислородно-изотопной шкалы Шеклтона-Опдайка. Это предположение подтверждается аминокислотным датированием пелукского стратотипа [6].

Несомненно, что формирование торфяника слоя 5 связано с кратковременной регрессией моря и похолоданием климата. Об этом свидетельствует доминирование стенотермной холодноводной флоры *Eunotia* (*E.valida*, *E.triodon*, *E.papilio*), характерной для тундровых болот Заполярья [1]. Современная болотная флора окрестностей г.Ном, изученная авторами, состоит из более умеренных представителей рода *Eunotia* (*E.monodon*, *E.lunaris*, *E.praerupta*). Мы связываем формирование торфяника с холодной регрессивной фазой 5"d".

Комплекс V, содержащий до 91.7% морских диатомей, отражает трансгрессивные условия. Это вторая фаза первой позднплейстоценовой трансгрессии, которую мы сопоставляем с фазой 5"с". Важную роль в структуре комплекса играет океанический *Coscinodiscus marginatus*, современные границы ареала которого охватывают открытые пространства Тихого океана южнее 60° с.ш. при нормальной океанической солености в 33.5‰ [1].

Не менее важной является находка *Navicula marina* - южно-бореального вида, характерного для открытых мелководных пространств шельфа. В настоящее время ареал популяции *Navicula marina* охватывает южные области Камчатского шельфа, юго-западный шельф Охотского моря и шельф Японского моря со среднегодовыми температурами поверхностных вод на 2-3°C выше, чем в шельфовых областях Чукотского моря. Следовательно, и среднегодовые температуры поверхностных вод в районе г.Ном во время формирования слоя 6 были, по крайней мере, на 2-3°C выше современных. Именно присутствие в комплексе V тепловодного ядра морской флоры диатомей и дает нам основание связывать формирование слоя 6 с трансгрессивной фазой 5"с".

Можно допустить, что формирование слоя 6 связано с Симпсонской (Simpsonian) трансгрессией, но осадки, сформировавшиеся во время этого цикла, имеют гляциоморской генезис [3,4], а климатические условия близки современным. Однако подобное утверждение не согласуется с анализом диатомовой флоры.

Во всех образцах, где обнаружена диатомовая флора, одним из доминантов является сублитораль-

ная *Paralia sulcata* (см. рис.2). Этот вид характерен для зон песчаных мелководий шельфа при глубинах около 20 м, представляющих для него оптимальную экологическую нишу. Именно на этих глубинах формировались осадки слоя 2 и слоя 6, а слой 5 сформировался во время трансгрессивной фазы 5"d", разделяющей фазы 5"e" и 5"с". Если допустить, как было показано выше, глубину формирования комплекса II на отметках -20 м, то для того, чтобы структура комплекса IV была представлена только континентальной флорой, уровень моря должен быть снижен не менее чем на 20 м по сравнению с современным. Так как пелукские отложения, сформировавшиеся на глубинах около 20 м в области песчаных мелководий, в настоящее время залегают в стратотипе в интервале высот от 4.5 до 5.5 м над современной береговой линией, то для того, чтобы они заняли данную позицию, необходимо допустить существование тектонического или гляциоизостатического подъема береговой зоны не менее чем на +25 м.

Формирование в едином разрезе двух слоев с морскими диатомеями, соответствующих фазам 5"e" и 5"с", позволяет сделать вывод, что Пелукскую трансгрессию вряд ли следует сопоставлять только с фазой 5"e". Стратиграфические объемы сангамона и пелукских слоев, по все вероятности, должны совпадать, поскольку отражают одни и те же палеоклиматические ритмы, характерные для эпох

межледниковий. Возрастной интервал Пелукской трансгрессии должен охватывать период 125 - 95 тыс. лет. В этом варианте граница между сангамоном и висконсином проводится на уровне 95 тыс. лет.

Данная работа выполнена по проекту РФФИ № 96-05-65369.

Авторы благодарны Национальному Научному Фонду США и Центру Четвертичных Исследований Университета Аляска за финансовую поддержку, обеспечившую выполнение данной работы. Выражаем искреннюю признательность Дж.Брайем-Греттэ (Университет штата Массачусеттс, США) за ряд научных консультаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диатомовые водоросли СССР. Л.: Наука. 1974. 400 с.
2. Хопкинс Д.М. В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 9 - 27.
3. Carter L.D., Brigham-Grette J., Marincovich L.I.R., Pease V.L., Hillhouse I.W. // *Geology* 1986. V. 14. P.675 - 678.
4. Carter L.D., Brouwers E.M., Marincovich L.I.R. // *U.S. Geol. Surv. Circular*. 1987. N 1016. P.27 - 30.
5. Hopkins D.M., McNeil F.S., Merklin R.L., Petrov O.M. // *Science*. 1965. V. 147. N 3662. P. 1107-1114.
6. Kaufman D.S., Brigham-Grette J. // *Quat. Sci. Rev.* 1993. V. 12. P. 21 - 33.
7. Schakleton N.I., Opdyke N.D. // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1976. V.145. P.449 - 464.

Поступила в редакцию 3 мая 1996 г.

V.S.Pushkar, M.V.Cherepanova, V.F.Ivanov, D.M.Hopkins, S.Roof

Pelukian transgression (Western Alaska)

The 8-10-km terrace 2 km west of Nome (Alaska, USA) was studied. The base of the terrace is made up of beach sands and gravel overlain by a 3-m peat layer with traces of cryogenic structures. The section is topped by a 1-m layer of sandy loam and loam. Three complexes of diatoms were distinguished. Sand and gravel diatoms of coastal shelf genesis were studied. On the section upwards they are changed by coenosis of marsh diatoms found in a sand bed and in peat. The loam shows a marine coastal complex. These three complexes are linked by 5"e", 5"d", and 5"с" phases of Pelukian transgression. A relatively high-level occurrence of marine diatom layers with respect to the modern coastal line is indicative of positive tectonic movements, at least since Sangomonian time.

РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК 553.45

АРСЕНЬЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – УНИКАЛЬНЫЙ ПРИМЕР
КОМПЛЕКСНЫХ РУД ПРИМОРЬЯ*Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Негашковский А.П.**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

В последнее время на месторождении с рудами касситерит-хлоритового типа открыты рудоносные зоны с олово-сульфидным оруденением; обнаружены дополнительные рудные проявления; получена информация по сульфосолевой, серебряной и вольфрамовой минерализации. Эти новые материалы доказывают двухэтапное образование руд на месторождении. Состав руд первого этапа определяют кварцевые турмалиниты с касситеритом и сульфосольно (серебро-висмут-сурьмяные)-сульфидные парагенезисы. В сложении руд второго этапа участвуют парагенезисы касситеритовой, сульфосольно (серебро-свинцово-висмутовые)-сульфидной и гюбнеритовой стадий. Зональность руд первого этапа выражена в смене по падению хлоритовых метасоматитов кварц-турмалиновыми; сульфосольных ассоциаций сульфидными, и затем, висмут-молибденовыми. Формировались зоны в диапазоне температур от 475 до 70°C, температурный градиент равен 15°C на 100 м. Зональность руд второго этапа проявляется в смене по падению жил карбонат-гидрослюдистых метасоматитов кварц-хлоритовыми, затем кварц-турмалиновыми и кварц-мусковитовыми (на глубине 1000 м от поверхности). Вольфрамовые руды (верхние горизонты) с глубиной обогащаются сульфидами, а последние уступают свою ведущую роль оловянным рудам. Формирование жил происходило при температурах от 460 до 80°C, температурный градиент составляет 10°C на 100 м. По запасам цинка (240), меди (70), свинца (80 тыс. т), серебра (1000 т) в разведанной на олово части месторождение сопоставимо с крупным полиметаллическим объектом. В рудах также присутствует более 10000 т вольфрама (среднее вольфрамовое месторождение). На основании установленных критериев рудоносности делается вывод: доизучение месторождения на комплексные руды обеспечит удвоение их запасов, а реализация перспектив рудного поля позволит увеличить запасы не менее, чем на порядок.

Арсеньевское месторождение, как это считалось до последнего времени, принадлежит к числу эталонных проявлений олова в Кавалеровском оловорудном районе [5, 6, 8]. Однако новые материалы показывают, что оно имеет целый ряд особенностей, позволяющих считать его уникальным и не имеющим полных аналогов. Эта "уникальность" выражена в большой протяженности рудных тел на глубину; сложном, комплексном составе руд, в которых наряду с промышленными концентрациями олова (по запасам олова это крупный объект) присутствует целая группа рудных элементов, имеющих самостоятельный интерес. По содержанию и запасам полиметаллов (меди, цинка, свинца), серебра, вольфрама месторождение только в разведанной части представляет собой самостоятельный крупный объект.

Настоящая статья посвящена рассмотрению вещественного состава руды вопросам формирования Арсеньевского месторождения, раскрытие которых доказывает высокую перспективность рудного поля на оловянные, серебро-полиметаллические и вольфрамовые руды.

Месторождение локализуется в пределах Березовской металлогенической зоны, протягивающейся через западную часть Кавалеровского рудного

района в Арминский район - на севере и Фурмановский - на юге [3]. Эта зона в Кавалеровском районе контролирует Новогорское, Кедровое, Искра, Кривое, Соболиное и другие месторождения.

Месторождение представляет собой блок магмо- и рудонасыщенных пород, включающий свиты даек, жил и рудных зон близмеридиональной и близширотной ориентировки (рис. 1). Параметры блока по установленным данным равны: длина - 3000 м, ширина - 1000 м (поверхность), 800 м (500 м от поверхности) и 500 м (1000 м от поверхности). В этом блоке выделяются близмеридиональные стержневые жилы (с запада на восток): Февральская, Южная, Индукционная, каждая из которых с сопряженными жилами, ответвлениями, апофизами, является по существу самостоятельной рудоносной зоной. В северной части месторождения локализуется серия широтных рудоносных зон в общей полосе не менее 300 м. Протяженность одной из них - зоны Турмалиновой составляет по простиранию не менее 1000 м, по падению - более 500 м. Вторую широтную структуру (южная часть месторождения) представляет зона Дорожная протяженностью около 1100 м. С юго-востока главная жильная серия как бы "ограничивается" зоной Восточной, имеющей северо-восточное простирание и протяженность до 1500 м. Таким

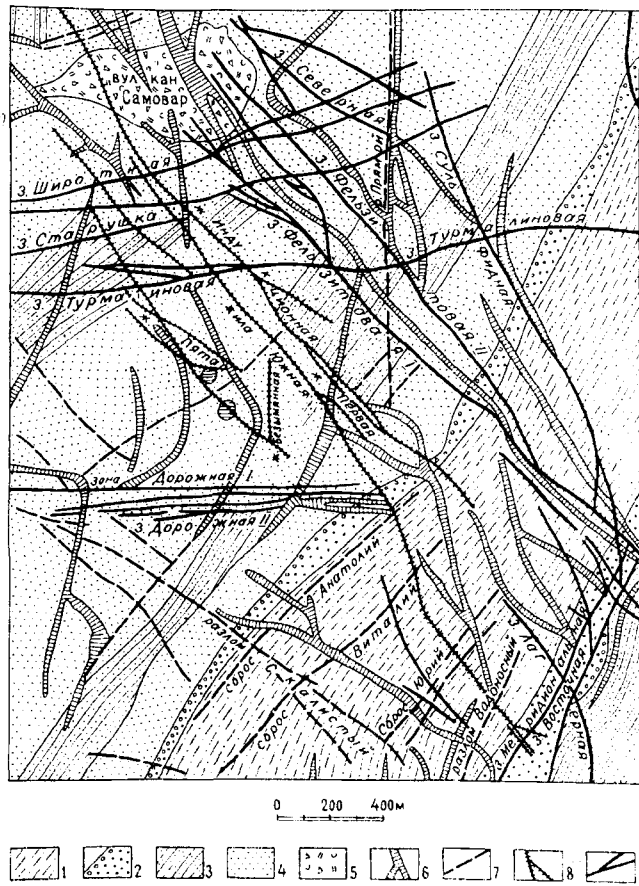


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Арсеньевского месторождения.

1 - алевропесчаники; 2 - песчаники с конгломератами в основании толщи; 3 - алевролиты; 4 - флишевое переслаивание песчаников и алевролитов; 5 - лавы, лавобрекчии, туфобрекчии риолитов; 6 - дайки; 7 - разломы; 8 - рудные жилы; 9 - рудные зоны.

образом, каркас рудоносного блока создают близмеридиональные и близширотные жилы и зоны.

Арсеньевское месторождение расположено в измененных породах пропилитовой фации метаморфизма, которые на глубине около 500 м от поверхности сменяются метасоматитами биотитовой фации [9]. В синрудный этап по объемным метасоматитам развиваются околорудные гидротермалиты. Около рудных жил центральной части месторождения преобладают кварцевые хлорититы. При расщеплении жил последние составляют основу рудоносных зон и несут прожилково-вкрапленные руды. Строение жил с кварц-хлоритовым типом околорудных пород стандартное: с приближением к жиле интенсивность преобразования пород нарастает и происходит замещение хлоритом всех минералов и цемента исходных пород за исключением кварца. Непосредственно в околужильном пространстве хлорит первой (основной) генерации становится более железистым, происходит укрупнение кварцевых зерен; на контакте

с жилой обычно наблюдается оторочка крупночешуйчатого хлорита, по которому развиваются касситерит и сульфиды.

Кварц-турмалиновые метасоматиты широким развитием пользуются в северной части месторождения и связаны с широтными рудоносными структурами. Эти метасоматиты известны и в западной части месторождения, но на этой площади они имеют угнетенное развитие.

Рудные жилы в пределах разведанного рудоносного блока при генеральном северо-западном (близком к меридиональному) простираии и крутом северо-восточном падении сопровождаются многочисленными левыми ответвлениями - северо-западными апофизами, перегибами и самостоятельными жилами лестничного типа. Участки с "аномальными" отклонениями простираания от генерального наиболее благоприятны для локализации руд. Наблюдения за строением жильных свит показывают, что при формировании северо-западных рудовмещающих структур в рудном процессе активно участвовали широтные разрывные нарушения, выполняющие нередко роль рудолокализирующих. Следует также учитывать присутствие здесь пологих трещин и зон трещиноватости, активно воздействующих на локализацию руд в основных рудоконтролирующих структурах. Важное



Рис. 2. Строение рудной зоны Южной. В составе жилы кварц-сульфидные руды (Ар - арсенопирит, Пи - пирротин) в зальбандах ее кварцевые хлориты (темно-серое) с гнездами кварц-касситеритового состава (Кс).

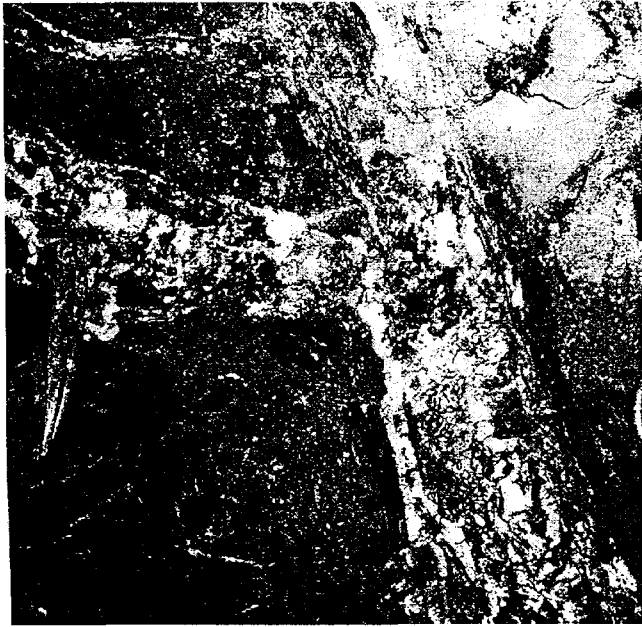


Рис.3. Жила Южная по простиранию сопровождается широтными апофизами.

влияние на строение жил, состав руд и их текстурные характеристики оказывают предрудные дайки фельзитов, широко представленные в субмеридиональных (северо-западных) рудоносных структурах [7].

Строение жил на разных уровнях среза можно показать на примере жилы Южной, в которой сосредоточены основные запасы олова. На верхнем (приповерхностном) горизонте жила прослежена на интервале 1500 м и не оконтурена по простиранию (рис.2). При общей северо-западной ориентировке она образует заметные отклонения в центральной части изученного интервала, что, возможно, объясняется присутствием здесь дополнительных ее ветвей. В северной части жила представляет собой зону, в составе которой участвует переменное количество жил в сопровождении дополнительных близмеридиональных прожилков и широтных (по углам отхода) апофиз (рис.3). Зона посредством апофиз сопряжена с соседними рудоносными структурами. Чередование раздувов и пережимов жил дополняет внутреннюю неоднородность зоны, контуры которой создают кварцевые хлорититы. По простиранию мощность зоны изменяется от первых см до 1,3 м.

Значительным изменениям подвержен состав жилы. Среди жильных минералов, не считая хлорита, главным является флюорит; кварц и карбонат представляют жилу только на отдельных небольших участках. Среди рудных минералов ведущее положение занимает арсенопирит, второе - сфалерит и третье - халькопирит; остальные сульфиды имеют спорадическое развитие. Касситерит и гюбнерит относятся к подчиненным рудным минералам.



Рис.4. Строение рудной жилы на южном интервале. Минерализация концентрируется в сближенных мало-мощных жилах, на пересечении которых имеются небольшие участки руд брекчиевой текстуры.

На южном отрезке интервала кварц-касситеритовая минерализация проявлена в виде зоны, состоящей из двух, трех и более сближенных жил с дополнительными прожилками и участками прожилково-брекчиевых руд (рис. 4). На относительно коротких отрезках прослеживается одна жила небольшой мощности (рис. 5). Мощность рудного тела изменяется от 0,05 (монокристаллическая жила) до 2,5 м (зона). Вмещающими породами на этом отрезке являются алевролиты и песчаники. Почти на всем протяжении южного интервала рудной зоны прослеживается дайка фельзитов. Около контакта с дайкой и при ее пересечении мощность зоны возрастает, а с переходом в алевролиты уменьшается. Подобным же образом рудное тело ведет себя при переходе из песчаников в алевролиты. В составе рудной зоны ведущее положение занимает кварц; касситерит в сопровождении хлорита всегда концентрируется около заландов жил и прожилков кварца (рис. 6), обрастает обломки кварцевых хлорититов в жильном кварце (рис. 7). Сульфиды отделены от касситерита



Рис. 5. На отдельных отрезках жила Южная имеет очень простое строение, представляя собой маломощную пластину без ярко выраженного околожильного изменения вмещающих песчаников.

кварцем; роль их подчиненная; набор и последовательность выделения следующая - пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит. Постоянно в жилах присутствует карбонат, редко - флюорит.

На более глубоких горизонтах (500 м ниже по падению) генеральное простирание жилы остается северо-западным при сохранении крутого угла падения. По простиранию жила не представляет единого тела за счет постоянных разрывов ее сплошности на участках сбросов и сдвигов. "Стержневая" жила сопровождается большим количеством апофиз, дополнительных жил, которые посредством ответвлений на востоке сочленяются с жилой Индукционной, а на западе - с жилой Февральской. На фланговых участках жила выклинивается и на ее предполагаемом продолжении прослеживается зона смятия с убогой тонкожильной минерализацией, при этом короткие прожилки имеют разную ориентировку. Мощность и обогащенность рудной зоны возрастает на участках, значительно отклоняющихся от генерального простирания к западу. Осложняющее влияние на строение главной рудоносной структуры оказывают пологие жилы, морфология и параметры которых не изучены. Свой вклад в строение жилы вносят также дайки фельзитов. Мощность жилы (зоны) при сложном ее строении по простиранию непостоянна и колеблется от 0,05 до 3,0 м.



Рис. 6. Кварц-касситеритовая руда прожилковой текстуры. Касситерит (темно-серое) концентрируется в призальбандовой части кварцевых прожилков.



Рис. 7. Кварц-касситеритовая руда брекчиевой текстуры. Касситерит (игольчатые кристаллы) окружает обломки кварц-хлоритовых метасоматитов в жильном кварце.

В сложении жилы преобладают кварц и сульфиды при значительном участии на отдельных интервалах флюорита и карбоната. На участках зонного строения жилы (расщепление ее на несколько ветвей) широко развиты кварцевые хлориты, при этом в зальбандах жил и прожилков развивается крупночешуйчатый хлорит. В числе рудных минералов кроме сульфидов присутствуют касситерит и гюбнерит, но распространение их, как и отдельных сульфидных минералов, имеет свои особенности. Касситерит концентрируется в призальбандовой части жил и прожилков, тесно ассоциируя с хлоритом. Он также образует гнезда, вкрапленность и мелкие прожилки непосредственно в хлорититах, создавая в целом обогащенные рудные участки. Среди сульфидных минералов главным является арсенопирит; сфалерит и халькопирит при равномерном распределении не дают высоких концентраций, галенит и пирротин тяготеют к локальным участкам. Гюбнерит в составе жилы (зоны) занимает устойчивое



Рис. 8. Жилообразное выделение позднего кварца (белое) с гюбнеритом (темно-серое) занимает центральную часть рудной жилы.

пространственное и возрастное положение. Он в сопровождении позднего кварца и карбоната обычно локализуется в приосевой части кварц-флюорит-сульфидных жил и представляет самую позднюю минеральную ассоциацию. Жилообразные выделения позднего кварца с гюбнеритом по стенкам гнезд и в тонких соединительных прожилках занимают продольное положение - согласное с "материнскими" кварц-флюорит-сульфидными жилами (рис. 8).

В широтной полосе минерализации наиболее изученной является зона Турмалиновая, которая, по нашим данным, среди многих зон этой рудоносной структуры является рядовой. Протяженность рудоносной полосы по простиранию более 500 м (фланги не оконтурены), ширина ее 300 м, изученная протяженность по падению 500 м (с учетом данных по редким скважинам - порядка 1000 м). Установленные относительно недавно широтные зоны несут труднообогатимые оловянно-сульфидные руды, суммарные запасы олова в которых соответствуют крупному месторождению. На верхнем горизонте зона Турмалиновая сложена кварцевыми хлорититами, которые вмещают кварцевые жилы и прожилки, сопровождаемые сульфидами. Мощность зоны изменяется от 0,05 до 0,5 м. Особенность зоны состоит в наличии меридиональных жил, отходящих от широтных, при этом в местах отхода наблюдаются раздувы, реже отмечается изменение направления жил с широтного на

меридиональное. Мощность меридиональных жил (отходов) разная, но не превышает 0,5 м. Состав широтных зон и меридиональных жил в общей зоне тождественный. Среди сульфидных минералов основными являются сфалерит и галенит; арсенопирит по представительности не уступает первым двум только на некоторых отрезках; халькопирит в небольших количествах наблюдается почти повсеместно; пирротин и пирит - редкие минералы.

На более глубоком (примерно 200 м ниже) горизонте зона прослежена на отрезке 100 м, фланги ее остаются неоконтурными. На этом горизонте зону слагают массивные мелкозернистые руды, в составе которых присутствуют арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, станнин, касситерит и целый комплекс сульфосолей, в том числе сурьмяно-висмутовые, серебро-висмутовые и серебро-висмут-сурьмянистые. Метасоматиты в виде линзовидных тел представлены кварцевыми турмалинитами. Руды повсеместно метаморфизованы, "монолитность" их и метасоматитов дополняется тонкой полосчатостью со следами "течения" и перерождения сульфидных минералов и образованием скарноидов среди метасоматитов. Мощность зоны не менее 1,0 м при ее изменении от 0,5 до 2,5 м. Резких изменений мощности зоны по простиранию не наблюдается, но строение ее меняется - единое тело повторно расщепляется на отдельные сближенные ветви. На всем протяжении зона сопровождается жилами и прожилками меридионального простирания.

На данном горизонте впервые были открыты широтные зоны с олово-сульфидными рудами в телах кварцевых турмалинитов. Наблюдения, выполненные на участках пересечения широтных зон и меридиональных жил, разными исследователями интерпретируются неоднозначно. По мнению одних - они доказывают одноэтапность проявления, по мнению других - двухэтапное рудообразование. По нашему мнению необходимо признать двухэтапное оруденение с наложением руд второго этапа на ранние руды, что предопределяет формирование своеобразных руд на участках развития разноэтапного оруденения.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД

Минеральный состав близмеридиональных жильных свит и широтных зон Арсеньевского месторождения при общем сходстве с другими месторождениями района имеет целый ряд особенностей. В числе их прежде всего следует отметить сульфосольную и вольфрамовую минерализацию, а также обогащенность руд серебром.

Состав рудных жил определяют четыре жильных минерала: кварц, хлорит, флюорит и карбонат, под общим названием каждого из которых объединяется ряд последовательных генераций, связанных друг с другом постепенными переходами и различаю-

щимися по составу, структуре кристаллографическим формам, и окраске. Сопровождают основные жильные минералы серицит, цеолит, турмалин, аксинит и эпидот, относящиеся к подчиненным и находящиеся не только в жилах, но и в околорудных метасоматитах. В широтных рудных зонах ведущими являются кварц и турмалин, а к числу второстепенных добавляются гранат и родонит.

Ряд рудных минералов в составе жил и зон включает касситерит, сульфиды (арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, станнин, пирит, сульфосоли, самородные элементы) и гюбнерит, перечисленные в последовательности образования.

Кварц в жилах формирует их основу и является главным в составе всех минеральных ассоциаций. В метасоматитах кварц зернистый, в ассоциации с касситеритом часто гребенчатый, с сульфидами. Заметную роль играет его халцедоновая разновидность, которая становится доминирующей в поздней (гюбнеритовой) ассоциации. В сложении последней также принимает участие опал (гидрофан) - низкотемпературный твердый гель. Последовательный ряд, включающий кристаллический кварц, скрытокристаллический халцедон и опал, отражает изменение условий формирования рудных тел во времени.

Хлорит совместно с кварцем на всем протяжении жил представляет околожильный шпильф метасоматитов, слагает мономинеральные оторочки около зальбандов жил всех рангов и замещает обломки пород. Образование хлорита происходило неоднократно во время формирования рудных жил. В них преобладают ранние железистые хлориты густой зеленой окраски, более поздние хлориты изменяют окраску от светло-зеленой до почти бесцветной. В целом в процессе формирования жил железистость хлорита понижается от тюрингита до клинохлора и даже пеннина. При этом главные реперы ряда связаны друг с другом постепенными переходами, что отражает известную непрерывность кристаллизации хлорита и подчеркивает условность выделения его разновидностей.

Хлорит для широтных зон, особенно их глубоких горизонтов, не типичный минерал и его нахождение здесь связано с наложением второго этапа руд на более ранние олово-сульфидные с типоморфным турмалином.

Флюорит по распространенности занимает одно из первых мест, а по количественной представительности на отдельных отрезках и даже интервалах жил является основным жильным минералом. Присутствует в оловянных, сульфидных и вольфрамовых рудах главным образом в зернистых агрегатах, обычны плотные и шестоватые его разновидности с гнездами кристаллов в основном кубического и

октаэдрического габитусов. Он имеет самую разную цветовую окраску. При общем преобладании бесцветных разновидностей широко проявлен фиолетовый, зеленый, розовый, а также неравномерно окрашенный флюорит.

Карбонаты, участвующие в сложении жил, сопровождают главным образом сульфиды, а в составе заключительной ассоциации кальцит совместно с кварцем нередко выполняет роль ведущего минерала. По химическому составу карбонаты представляют большой непрерывный ряд с меняющимся количественным соотношением катионов кальция, магния, железа и марганца.

Второстепенные жильные минералы - серицит, турмалин, аксинит, эпидот, цеолиты несут разную генетическую информацию и каждый из них важен как индикатор определенных условий развития гидротермальной системы, конечным продуктом которой являются руды Арсеньевского месторождения.

Рудные минералы имеют целый ряд особенностей. Касситерит месторождения содержит практически все олово в рудах (на долю растворимых форм олова в меридиональных структурах приходится только первые проценты), запасы которого, по нашим оценкам, выдвигают этот объект в число уникальных. Промышленную значимость рудных тел определяет касситерит первой (ранней) генерации, который концентрируется в призальбандовой части кварцевых жил и прожилков и около обломков метасоматитов в жильном кварце. Менее представительны руды прожилково-вкрапленной и пятнистой текстуры при развитии касситерита в тонких прожилках и гнездах среди метасоматитов между жильного пространства, в участках клиновидного сочленения жил или же при замещении им обломков метасоматитов в кварце. Прослеживание поведения касситерита по простиранию и падению жил открывает некоторые "секреты" направленного изменения его химического состава. Поздние генерации касситерита со своей геохимической индивидуальностью маскируют генеральное направление изменения основных геохимических показателей касситерита I. Так, за счет нахождения в рудах колломорфного касситерита второй генерации происходит его обогащение индием.

Известно, что олово в сульфидных рудах связывается не только в касситерите, но и в станнине и других сульфидных минералах олова, при этом, часть касситерита является продуктом распада твердых растворов. Сонахождение касситерита и станнина характерно для олово-сульфидных руд широтных зон, где наложенные процессы метаморфизма внесли дополнительный вклад в преобразование сложных первичных руд.

Продукты сульфидной составляющей рудных тел (жил и зон) Арсеньевского месторождения представляют сульфидную стадию рудного процесса, следующую по времени за касситеритовой стадией. С этой универсальной последовательностью стадий Арсеньевское месторождение в части жильной серии не представляет собой исключения в ряду месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации. Обычным является и минералогический состав руд в отношении основных сульфидных минералов. Сфалерит, халькопирит и галенит - главные сульфидные минералы и своим вкладом определяют основную ценность комплексной составляющей руд. С ними связано присутствие в рудах цинка, меди и свинца, а также кадмия, индия, большей доли серебра, висмута и сурьмы. Минералы сульфосольной ассоциации, не образующие больших скоплений в сульфидных рудах, несут незначительную часть серебра, висмута и сурьмы. Сульфиды сопровождаются и самородным золотом, но его распределение крайне неравномерное при относительно невысоких концентрациях.

Существенные сложности в расшифровку процессов формирования руд главной жильной серии месторождения вносит "нестандартная" минерализация широтной полосы, представленная зонами с олово-сульфидными рудами. По совокупности своих особенностей эти руды не сопоставимы с рудами жильной серии месторождения. Прежде всего их отличает при массивной текстуре отсутствие явно выраженных признаков стадийности; сложный комплексный состав при относительно высоких (по сравнению с рудами жильной серии) содержаниях висмута, сурьмы, а главное - серебра (в среднем 150-200 г/т). При повышенных содержаниях олово в составе руд находится не только в форме касситерита, но и станнина; сульфосольная минерализация по составу минералов является серебро-висмут-сурьмяной (в отличие от теллур-серебро-висмутовой в жилах меридиональной серии). Отнесение оруденения к олово-сульфидному типу не исключает его принадлежности к олово-серебро-сульфидному типу. Открытие подобных руд на других участках месторождения, рудного поля, рудного узла и рудного района выдвигает проблему переоценки рудоносности района на комплексные, обогащенные серебром руды.

Сульфидная минерализация двух совмещенных рудных этапов по общему элементному составу комплексных руд фактически не различается. Это "мнимое" сходство использовано для иллюстрации последовательности сульфидных минералов в парагенетическом ряду. В рудах основной жильной серии этот ряд включает арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, станнин, пирит, галенит, минералы серебро-свинцово-висмутовой ассоциации (серебросодержащие свинцово-висмутовые сульфосоли ряда

лиллианит-густавит, козалин, аллоклазит, самородный висмут, золото); минералы теллур-серебро-висмутовой ассоциации (самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, Те-канфильдит, икунолит, висмутин, аллоклазит, золото низкопробное). В рудах широтных зон при повторении в парагенетическом ряду основных сульфидов конечное его звено представляют блеклая руда, менегинит, буланжерит, джемсонит, пираргирит, гудмундит, лиллианит, густавит, андорит, сурьма самородная.

Выше уже отмечалось, что главными сульфидными минералами, обеспечивающими комплексность руд, являются сфалерит, халькопирит и галенит, краткая характеристика которых дается ниже.

Сфалерит в рудах Арсеньевского месторождения является главным (из числа полезных) сульфидным минералом, несущим, кроме цинка, все запасы кадмия и значительную часть индия. Среднее содержание цинка в рудах составляет 2,1% (в пересчете на 1 метр мощности рудного тела). В северной (разведанной) части месторождения запасы цинка составляют более 230 тыс.т. Различия по содержанию цинка в отдельных жилах и зонах значительны (ж.Южная - 3,2; ж.Индукционная - 5,5; ж.Февральская - 2,3; ж.Турмалиновая - 4,0%). С глубиной концентрации цинка в рудах понижаются и на вертикальном интервале около 500 м содержание его уменьшается в 4 раза.

В возрастном ряду сульфидных минералов сфалерит занимает позицию между халькопиритом и галенитом. Арсенопирит и пирротин первых генераций всегда старше сфалерита, который представляет полиметаллическую ассоциацию, сменяющую во времени раннюю колчеданную. Положение сфалерита в рудных жилах следующее. В приальбандовой части кварцевых жил располагается касситерит в ассоциации с хлоритом, на некотором удалении от альбандов в направлении к центру жил после серого кварца первой генерации находятся сульфиды, сопровождаемые молочно-белым кварцем второй генерации и часто флюоритом. В осевой части жил доминирует поздняя ассоциация - халцедоно-видный кварц с карбонатом, цеолитами, гюбнеритом и поздним пиритом. Симметрично-полосчатое строение жил приводит к мысли о их образовании в условиях направленного развития гидротермальной системы. Так как формирование рудных жил происходило в условиях нестабильной тектонической обстановки, разные интервалы жил представляют продукты фрагментарных отрезков общей цепи событий, что предопределяет различие руд на соседних участках. В этом, вероятно, кроется первопричина неравномерного распределения типов руд в жилах, различие их вещественного состава с преобладанием то одних, то других минералов на разных отрезках жил.

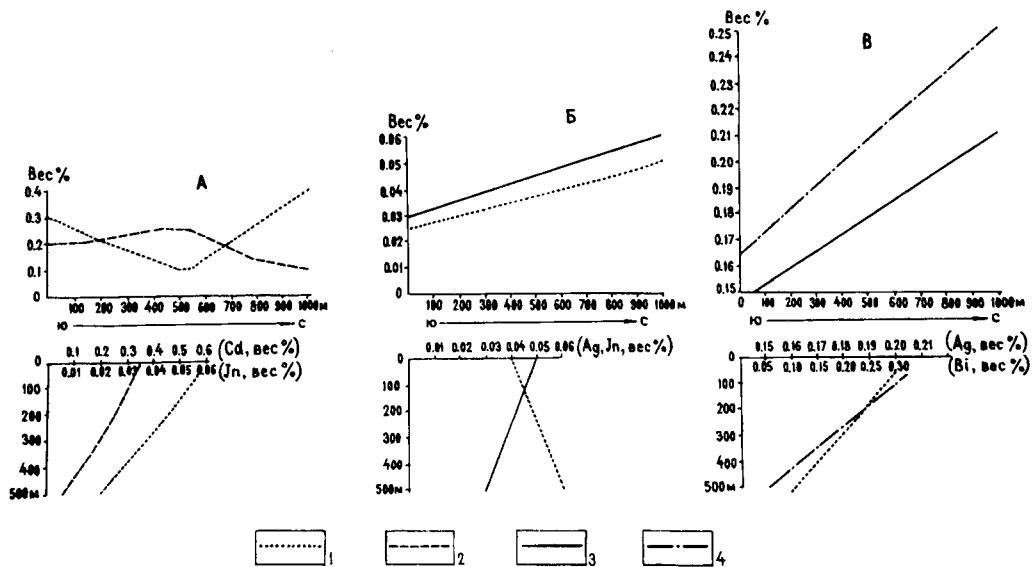


Рис. 9. Распределение элементов-примесей в сфалерите (А), арсенопирите (Б) и галените (В) по простиранию и падению рудных жил.

В рудах месторождения выделяется две генерации сфалерита. Сфалерит первой (основной) генерации находится в тесной временной связи с пирротинном I и халькопиритом; сфалерит II ассоциирует с пирротинном II и галенитом, не образует сколько-нибудь заметных концентраций.

Сфалерит характеризуется высокой железистостью (от 8 до 18% массы). Присутствие этого минерала с железистостью до 5-6% отмечается только в сульфидных рудах широтных зон. Ведущими элементами-примесями в сфалерите являются марганец (от 0,05 до 1%), кадмий (от 0,06 до 0,8%) и индий (от 0,002 до 0,186%). Поведение этих элементов-примесей по простиранию жил (зон) и с глубиной показано на рис. 9.

Халькопирит в рудах месторождения представляет медную составляющую комплексного оруденения и содержит повышенные концентрации серебра и индия. В разведанной части месторождения запасы меди составляют более 70 тыс.т при среднем содержании 0,73% на мощность рудного тела 1 м. С глубиной содержание меди в рудах направленно понижается от 1,2% до 0,3% на вертикальном интервале около 500 м.

Халькопирит в рудах представлен, по- существу, одной генерацией и в парагенетическом ряду сульфидных минералов занимает место между пирротинном и сфалеритом, при этом он часто замещает первый, а во втором образует эмульсионные включения. По простиранию жил халькопирит нередко образует вкрапленность в околосжилных кварцевых хлоритах, где наиболее тесно ассоциирует со сфалеритом. Химическими анализами устанавливается некоторый избыток железа и серы в халькопирите, что связано с присутствием механической примеси пирротина и

замещающих его марказита и пирита. Наиболее важными элементами-примесями в этом минерале являются индий, серебро, висмут и сурьма. Концентрация индия в халькопирите составляет (среднее) 485, серебра - 594, висмута - 100 и сурьмы - 50 г/т. Распределение индия и серебра в халькопирите с глубиной показано на рис. 9.

Галенит в рудах месторождения в количественном отношении уступает сфалериту и халькопириту (ориентировочно - сфалерит:халькопирит:галенит как 4:2:1). В общей картине развития свинцовых руд обращает на себя внимание относительная обогащенность свинцом рудных жил и зон на участке сопряжения меридиональных рудоносных структур с широтными и собственно широтных структур. Запасы свинца в разведанной части месторождения составляют более 80 тыс. тонн при среднем содержании 1,2% на мощность рудного тела 1 м. Галенит в сульфидных рудах всегда следует за сфалеритом. За ним в сульфидном ряду находятся минералы сульфосолевой серебро-свинцово-висмутовой ассоциации (в меридиональных жилах) и серебро-висмут-сурьмяной (в широтных зонах). Галенит постоянно содержит гамму примесей, из которых основными являются серебро, висмут, сурьма, молибден. Концентрация серебра в галените составляет 1342 г/т при колебаниях от 200 г до 8 кг, висмута - 2133 г/т (от 50 г до 25 кг), сурьмы - 427 г/т и молибдена - до 4 г/т. Распределение элементов-примесей в галените по простиранию жил и с глубиной показано на рис. 9.

После короткого рассмотрения основных сульфидных минералов, вносящих основной вклад в комплексность руд, и не затрагивая рассмотрение второй группы сульфидов (арсенопирита, пирротина, станнина, пирита), понижающих ценность комплек-

сных руд, необходимо осветить вопрос о сульфосольной минерализации месторождения, во многом создающей его неповторимость.

СУЛЬФОСОЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В рудах Арсеньевского месторождения выявляется широкий спектр минералов-концентраторов серебра, висмута и сурьмы. По парагенезису, положению в пространстве, времени образования и химизму выделяются две обособленные группы ассоциаций: одна представлена родственными серебро-свинцово-висмутовыми и теллур-серебро-висмутовыми парагенезисами в рудных жилах близмеридиональной серии второго рудного этапа, вторая - серебро-висмут-сурьмяным парагенезисом в широких зонах первого рудного этапа.

Серебро-свинцово-висмутовый парагенезис минералов распространен в небольших масштабах, образуя неправильные выделения и скопления среди сульфидных руд. Он представлен свинцово-висмутовыми сульфосолями ряда лиллианит-густавит, козалитом, серебро-висмутсодержащим галенитом, аллюклазитом, самородным висмутом и золотом. При этом галенит выступает в качестве "несущий конструкции" для включений и сростков разнообразных парагенных минералов.

Теллур-серебро-висмутовая ассоциация минералов распространена в сульфидных рудах более широко. При совмещении ее с первой ассоциацией происходит распад и замещение свинцово-висмутовых сульфосолей с образованием самородного висмута с включениями жозеита А и В, Те-канфельдита, икунолита, висмутина и золота, которые очень редко присутствуют в рудах в виде самостоятельных выделений. Проявляется эта ассоциация во главе с самородным висмутом в виде гнезд, прожилков, небольших жилок и неправильных выделений среди сульфидных руд, особенно обогащенных галенитом. Гнезда часто имеют зональное строение. Центральная часть их выполнена самородным висмутом, который окружается висмутином, нередко в сопровождении теллуридов висмута и серебра. Золото в виде округлых и изометричных включений размером до 0,15 мм чаще располагается в краевых частях гнезд и прожилков самородного висмута, реже оно локализуется вдоль трещин спайности и на границах зерен серебро-висмутового галенита и свинцово-висмутовых сульфосолей. Золото из серебро-свинцово-висмутовой ассоциации имеет пробность 802-849 (по данным микрозондового анализа), в теллур-серебро-висмутовой ассоциации пробность его заметно ниже (530-702). Колебания пробности золота связаны с обрастанием раннего высокопробного золота более поздним низкопробным.

Серебро-висмут-сурьмяная минерализация проявлена в сульфидных рудах широтных зон. В составе ее преобладают свинцово-сурьмяные сульфосоли (менегинит, буланжерит, джемсонит), сурьмяно-висмутовые сульфосоли ряда лиллианит-густавит-андарит в сопровождении пираргирита и гудмундита. Продукты этой ассоциации в сульфидных рудах следуют непосредственно за галенитом, наиболее поздним минералом в сульфидном парагенезисе. В существенно арсенопиритовых и арсенопирит-пиритовых рудах минералы сульфосольного парагенезиса совместно с галенитом выполняют трещины, межзерновые пустотки в более ранних сульфидах, которые претерпевают частичное замещение. Сульфосольные минеральные парагенезисы широко проявлены в широтных рудных зонах, что обеспечивает высокие концентрации висмута, сурьмы и серебра в составе комплексных олово-сульфидных руд этих зон.

Заключая краткую характеристику сульфосольной минерализации, необходимо сделать несколько обобщающих замечаний. Сульфосольная минерализация Арсеньевского месторождения в составе сульфидных руд представляет продукты завершающего периода развития сульфидной стадии рудного процесса. В общем парагенетическом ряду сульфидных минералов она непосредственно следует за полиметаллической минерализацией, сменяющей в свою очередь более раннюю колчеданную минерализацию.

В широтных зонах и близмеридиональной жильной серии с ранотипными рудами сульфосольная минерализация представлена обособленными ассоциациями. Однако, в силу пространственного совмещения близких по времени разнотипных руд неизбежно сонахождение сульфосолей, их частичное перерождение и перераспределение, что затрудняет выполнение парагенетического анализа. В широтных рудных зонах (первый этап оруденения) выделяется серебро-висмут-сурьмяная минерализация; в субмеридиональных жилах (второй этап оруденения) сульфосольную минерализацию представляют две родственные ассоциации: серебро-свинцово-висмутовая и следующая за ней теллур-серебро-висмутовая. На глубоких горизонтах месторождения с приобретением рудами грейзенового облика при значительном понижении их сульфидности на первый план выходит висмутовая минерализация (самородный висмут, висмутин) в сопровождении специфического комплекса сульфидных минералов (молибденит и др.).

Серебро-висмут-сурьмяную минерализацию широтных рудоносных зон представляют свинцово-сурьмяные сульфосоли (менегинит, буланжерит, джемсонит), сурьмяно-висмутовые сульфосоли ряда лиллианит-густавит-андарит, блеклая руда,

пираргирит, гудмундит. Серебро-свинцово-висмутую минерализацию в рудах главной жильной серии представляют сербросодержащие свинцово-висмутые сульфосоли ряда лилпианит-густавит, козалит, серебро-висмутосодержащий галенит, аллоклозит, самородный висмут и золото; в теллур-серебро-висмутую ассоциацию входят самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, Те-конфелдит, икунолит, висмутин, аллоклазит, золото (низкопробное в отличие от высокопробного в предыдущей ассоциации).

Некоторые элементы сульфосольных парагенезисов (серебро, висмут, сурьма, золото), участвуя в составе сульфидных руд, повышают их ценность. Галенит в рудах, наиболее близкий к сульфосолям по времени отложения, обеспечивает сосредоточение основной доли полутных компонентов в свинцовом концентрате.

ВОЛЬФРАМОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Вольфрамит в месторождениях Кавалеровского района в качестве минералогической примеси постоянно присутствует в рудах, где сопровождает касситерит. Нахождение этого минерала в исчезающе малых количествах, естественно, не требовало его специального изучения. Кроме того, вольфрам постоянно присутствует в касситерите (0,14-0,54% WO_3). В рудах Арсеньевского месторождения известны находки гюбнерита, входящего в состав поздней кварц-карбонатной ассоциации. Образцы с прекрасными пластинчатыми кристаллами гюбнерита украшали минералогические коллекции, но специального изучения этого минерала не производилось, чему способствовало утвердившееся мнение о "стерильности" поздних жил в отношении рудных компонентов. В процессе исследований по комплексной оценке руд Арсеньевского месторождения вольфрамовой минерализации уделялось специальное внимание. По предварительной оценке в разведанной части месторождения запасы WO_3 сопоставимы со средними по масштабу собственно вольфрамовыми месторождениями. Вольфрам связан в гюбнерите поздних кварц-халцедон-карбонатных жил и во времени следует за сульфидными и сульфосольными минеральными ассоциациями в сопровождении цеолита и пирита.

На месторождении в составе жил главной жильной серии ведущее (по объему) положение занимает поздняя кварц-карбонатная ассоциация. Кроме кварца (халцедон, гидрофан) и карбоната (кальцита) к этой ассоциации - продуктам заключительной стадии рудного процесса - принадлежат флюорит поздней генерации, цеолиты и гюбнерит, сопровождаемый пиритом последней генерации. Продукты поздней стадии слагают самостоятельные жилы, обычно следующие вдоль рудных жил с ранними

продуктивными ассоциациями, многочисленные разнориентированные прожилки, редко выходящие за пределы рудоконтролирующих нарушений; жилообразные обособления в центральной части касситерит-сульфидных жил гнезд, а в ранних рудах выполняют роль цементирующей массы. Имея самые разные формы проявления в пределах главной жильной серии и за ее пределами по периферии, тела поздней ассоциации имеют непостоянную мощность и, как уже отмечалось, по объему значительно превосходят объем продуктов кварц-сульфидной и кварц-касситеритовой стадий.

Гюбнерит в кварц-карбонатных жилах наблюдается не повсеместно и участки поздних жил, обогащенные этим минералом, чередуются с интервалами, практически стерильными в отношении вольфрама. В целом можно говорить о вольфрамовых столбообразных телах, разделенных между собой бедными рудами и безрудными участками. Подсчитанные запасы трехоксида вольфрама в северной части месторождения до глубины 500 м от поверхности составляют порядка 10000 т при среднем содержании 0,51%. Эти данные основываются на неполных материалах, так как часть выработок недоступна наблюдениям, а по дополнительным жилам имеются только единичные рудные пересечения с установленными концентрациями вольфрама. Общие запасы этих руд при детальном изучении новых рудных тел должны значительно возрасти. Показательной в этом отношении является зона Южная, на верхних горизонтах северного фланга которой выделяется рудное тело протяженностью более 200 м по простиранию и средними содержаниями WO_3 не менее 1%.

Таким образом, вольфрамовая минерализация, представленная гюбнеритом в составе поздней (послесульфосольной) ассоциации, ставит Арсеньевское месторождение в разряд не имеющих аналогов среди оловорудных месторождений.

ГЕНЕЗИС И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выше уже отмечалось, что Арсеньевское месторождение представляет собой блок магмо- и рудонасыщенных пород, включающий штоки интрузивных пород, свиты даек, жил и системы рудных зон преимущественно близмеридиональной и близширотной ориентировки. Ниже на основании изложенных материалов рассматриваются вопросы стадийности, зональности и глубинности оруденения.

Стадийность минерализации. В соответствии с существующими представлениями считается, что месторождения района сформированы в процессе последовательного проявления трех стадий: кварц-касситеритовой, кварц-сульфидной и кварц-карбонатной. Применительно к Арсеньевскому

месторождению необходимо сделать следующие дополнения.

Состав трех основных ассоциаций минералов, участвующих в сложении рудных тел главной жильной серии месторождений и относящихся к продуктам главных стадий минерализации, определяют ведущие минералы. Для первой ассоциации это хлорит, касситерит, кварц, арсенопирит I; для второй - кварц, флюорит, пирротин, сфалерит, галенит, станнин, арсенопирит II; для третьей - кварц, флюорит, карбонаты. При этом в каждой из трех ассоциаций вне поля зрения остаются целые группы минералов, которые не повсеместно выступают в роли ведущих, но значение которых важно как с практической, так и генетической точек зрения. В кварц-касситеритовой ассоциации первой рудной стадии к числу таких минералов принадлежат турмалин, мусковит, полевой шпат, топаз, присутствие которых в рудах показывает, что главный хлоритовый тип оловянного оруденения Арсеньевского месторождения несет признаки турмалинового и грейзенового типов оруденения, которые иногда, особенно на глубоких горизонтах, выступают в роли ведущих.

В сульфидной ассоциации второй стадии ведущее положение принадлежит арсенопириту, пирротину, халькопириту, сфалериту и галениту; в рудах постоянно присутствуют станнин и пирит, а кварц, хлорит, флюорит и карбонаты являются главными жильными минералами. Комплекс сульфидной ассоциации минералов, повторяющийся на оловянных месторождениях всех формационных групп, на Арсеньевском месторождении дополняется сульфосольной минерализацией, относящейся к поздней подстадии сульфидной стадии. В составе этой подстадии выделяется серебро-свинцово-висмутовая ассоциация и следующая за ней более представительная теллури-серебро-висмутовая ассоциация. Вторая особенность сульфидной минерализации связана с нахождением в рудах повторных генераций основных сульфидных минералов и прежде всего арсенопирита, пирротина, галенита. При этом повторные генерации, находящиеся в возрастной вилке между ранними сульфидами и сульфосолями, по представительности иногда не уступают первым.

В третьей стадии главными минералами являются кварц, флюорит, карбонат и пирит. По нашим данным, их необходимо дополнить серицитом, цеолитами и гюбнеритом. Гюбнерит в составе третьей заключительной ассоциации относится к числу "экзотических" минералов и фактически исключался из рассмотрения. Нашими исследованиями доказано, что вольфрам, связанный в гюбнерите, является важным попутным компонентом, запасы которого соответствуют уровню среднего по масштабам вольфрамового месторождения. На основании этого поздняя ассоциация по аналогии с ранней кассите-

ритовой должна быть заменена гюбнеритовой, а сульфидная стадия для полного отражения состава руд должна считаться сульфосольно-сульфидной.

Зональность оруденения. На месторождении проявлены разные типы зональности оруденения, знание которых раскрывает высокие его перспективы.

Метасоматическая зональность. Арсеньевское месторождение расположено в поле развития изменений пропилитового типа. С глубиной пропилиты сменяются биотитовыми роговиками, развивающимися около скрытого массива гранитоидов. В синрудный этап по метасоматитам развиваются гидротермалиты, образующие веретенообразное тело, уходящее корнями в биотитовые роговики. В составе гидротермалитов наиболее разведанной части месторождения с основными запасами комплексных руд (до глубины порядка 500 м) преобладают хлоритовые метасоматиты; подчиненное развитие имеют грейзеноподобные измененные породы, турмалиновые и пропилитовые метасоматиты [2].

В кварц-хлоритовом ореоле с приближением к жилам, осевым частям зон интенсивность метасоматического преобразования пород нарастает и происходит последовательное замещение хлоритом цемента пород, темноцветных минералов, полевых шпатов; кварц испытывает все более глубокую перекристаллизацию.

Кварц-турмалиновые метасоматиты развиты практически только в северной части месторождения и связаны с широтными рудоносными структурами. Достаточно представительным является турмалин и в западной части месторождения, где он в парагенезисе с хлоритом слагает не только околорудные метасоматиты, но и сопровождает касситерит в кварцевых жилах.

Кварц-серицитовые (мусковитовые) метасоматиты, сопровождающие рудную минерализацию, широко представлены в южной части рудного поля на фланговом интервале тел, связанных с фельзитовыми дайками. Здесь в контактовом ореоле фельзитовых даек иногда на ограниченных участках развиваются кварц-биотит-полевошпатовые метасоматиты. И, наконец, на западном фланге месторождения среди кварц-турмалин-хлоритовых околорудных пород по дайкам порфиринов развиваются кварц-эпидот-хлоритовые (типа пропилитов) с аксинитом метасоматиты.

На приповерхностных горизонтах центральной части месторождений (интервал выклинивания рудных тел и развития поздней кварц-карбонатной минерализации) околорудный ореол слагают кварц-гидрослюдисто(серицит)-карбонатные метасоматиты.

На горизонте около 1000 м от поверхности центральную часть месторождения занимают мусковитовые метасоматиты, которые на флангах последо-

вательно сменяются турмалинитами и затем угнетенными хлорититами.

Таким образом, метасоматическая зональность на месторождении с полуслепыми рудными телами выражена в последовательной смене сверху вниз по падению рудных тел следующих типов околорудных метасоматитов: карбонатно-гидрослюдистых (самые верхние горизонты), кварц-хлоритовые, затем кварц-турмалиновые (на средних горизонтах) и, наконец, кварц-мусковитовые (на глубоких горизонтах порядка 1000 м от поверхности).

Горизонтальная зональность на разных по глубине уровнях выражена своеобразно. В головной части рудных тел карбонатно-гидрослюдистые метасоматиты на флангах сменяются хлорититами, что без учета стадийности формирования руд можно рассматривать как обратную зональность. И только на самых глубоких горизонтах горизонтальная зональность повторяет вертикальную зональность.

Геохимическая зональность. Метасоматическая зональность на вещественном уровне дополняется зональностью на геохимическом уровне - по распределению в рудоносном блоке бора. На трех опорных по глубине горизонтах - верхнем, среднем (300 м ниже верхнего) и глубоком (4500 м ниже среднего) выделяются поля с разными концентрациями бора, которые с глубиной расширяются. В "чистых" (без околорудных метасоматитов) жилах содержание бора значительно ниже, чем в метасоматитах, но также повышается с глубиной. Содержание бора на трех по глубине горизонтах составляет 100 (верхний), 200 (средний) и 250 г/т (нижний); в жилах соответственно присутствует 5, 10 и 20 (ж. Южная); 10, 20 и 30 (ж. Индукционная) и 5, 10, 15 г/т (ж. Февральская), бора.

В рудных зонах широтной зоны содержания бора значительно выше и в среднем составляют 0,1%, при направленном повышении с глубиной его концентрации от 0,05 (поверхность) до 0,5% (на глубине 1000 м от поверхности).

Рудная зональность. Основные особенности пространственной локализации руд, определяющие зональность оруденения, по данным первооткрывателя месторождения Б.И. Шершакова состоят в следующем [9]. Ядерная часть жильной серии сложена богатыми рудами кварц-касситеритовой стадии минерализации, а внешние зоны представлены последовательно облекающими ядро сверху и с боков чехлами сульфидной и кварц-флюорит-карбонатной ассоциаций. В конкретных жилах наблюдается сочетание зональности крутопадающих рудных столбов и чехловой, при этом в рудных столбах отмечается собственная односторонняя вертикальная зональность и внутренняя неоднородность, связанная с линзовидным и струйчатым распределением

наиболее богатых руд. Эти положения, отражающие начальный этап изучения месторождения, с учетом новой информации требуют внесения дополнений. Рудная зональность в распределении главных - оловянных, сульфидных и вольфрамовых руд в общем виде проявляется однотипно в пределах рудного узла (рудного блока), месторождения, каждой конкретной жилы.

В центральной части главной жильной серии преобладают оловянные руды, представляющие продукты кварц-касситеритовой стадии. По простиранию с севера и юга они последовательно обрамляются касситерит-сульфидными и сульфидными рудами преимущественно сульфидной стадии и затем поздней кварц-флюорит-карбонатной стадии.

Вкрест простирания жильной серии оловянные руды жил Первой, Южной и Индукционной к западу и востоку сменяются существенно сульфидными рудами. По падению выражена "классическая" вертикальная зональность со сменой вольфрамовых руд сульфидными и, затем, оловянными. Верхняя граница развития оловянных руд во всех направлениях испытывает погружение. Общая картина распределения руд не раскрывает всех особенностей развития рудного процесса. Так, минерализация кварц-флюорит-карбонатного состава головной части рудных тел прослеживается по падению в их сульфидном и касситеритовом ярусах до самых глубоких горизонтов. При наложении сульфидной ассоциации на оловянную по падению жил состав ее последовательно меняется и с глубиной происходит смена сульфосольной минерализации полиметаллической, затем колчеданной и, далее, медно-висмут-молибденовой, но уже не наложенной, а сингенетичной с кварц-касситеритовой минерализацией.

В оловянных рудах также выявляются элементы зональности. По падению эти руды с признаками касситерит-сульфидного типа сменяются рудами с признаками касситерит-силикатного типа и, затем, касситерит-кварцевого типа. Олово-сульфидная минерализация раннего этапа, преобладающая в широтной рудоносной полосе, изучена неполно и выводы по ее зональности можно считать предварительными. С глубиной в этих зонах существенно серебро-висмут-сурьмяная минерализация сменяется олово-сульфидной с серебром и далее существенно медно-висмут-молибденовой.

Рудно-геохимическая зональность. Рудная зональность, выраженная в изменении вещественного состава руд, дополняется зональностью на элементном уровне. Наиболее ярко геохимическая зональность прослеживается на примере молибдена. В центральной части рудоносного блока содержания молибдена направленно повышаются с глубиной (от 2 до 20 г/т на вертикальном интервале 1000 м).

Вторым элементом, наиболее чутко реагирующим на глубинную обстановку рудолокализации, является серебро. В поведении серебра, связанного с халькопиритом, галенитом и минералами сульфосольного парагенезиса, установлены следующие особенности. Этим элементом наиболее обогащены руды широтной полосы (175 г/т в зоне Турмалиновой и только 80 г/т в жиле Южной и 125 г/т в жиле Индукционной на горизонте 400 м от поверхности). В жилах и зонах с глубиной в прямой связи с изменением показателей сульфидности руд содержание серебра понижается. Метасоматиты рудоносного блока также обедняются серебром в направлении от верхних горизонтов блока к нижним.

Минералого-геохимическая зональность. Под этим типом зональности понимается изменение состава рудных минералов в зависимости от их пространственного нахождения. Не повторяя исходные данные (см. минералогию руд), основные выводы по данному типу зональности сводятся к следующему.

Изменение геохимических характеристик касситерита сверху вниз по падению оловорудных тел проявляется в повышении концентрации индия, скандия и ниобия, что в целом подтверждает выводы предыдущих исследователей [4].

В сфалерите наиболее информативными в отношении зональности являются марганец, кадмий и индий. В главной жильной серии наиболее низкие (0,01%) содержания марганца установлены в сфалерите центральной ее части (интервал развития оловянных руд). На фланговых участках происходит повышение содержаний этого элемента (до 0,3-0,4%). Сверху вниз по падению рудных тел происходит направленное понижение (от 0,4 до 0,05%) количества марганца в сфалерите. Поведение кадмия не отличается от марганца, его содержание в сфалерите понижается от фланговых участков жильной серии к центральному и по падению рудоносной серии. Индий в своем распределении повторяет поведение марганца и кадмия.

В халькопирите на предмет выяснения вопросов зональности использовались индий, серебро и висмут - элементы значительно повышающие стоимость медных руд. Содержание индия с глубиной направленно повышается, а серебра - понижается. Распределение висмута в халькопирите не показывает четкой зависимости от глубины из-за присутствия в рудах сульфосольной минерализации с повышенными (до 800 г/т) концентрациями этого элемента. Можно говорить лишь об общей тенденции незначительного его повышения с глубиной (примерно в 2 раза на вертикальном интервале 500 м).

Элементы-примеси в галените, прежде всего серебро, висмут и сурьма не показывают устойчивых

изменений концентраций с глубиной, что объясняется принадлежностью минерала-хозяина к связующему звену в парагенном ряду сульфидно-сульфосольной минерализации. Попытки частичного исключения влияния сульфосольной минерализации на конечные результаты позволяют обозначить лишь некоторые тенденции в поведении серебра и висмута. Содержание серебра в галените с глубиной и в направлении с севера на юг по простиранию жильной серии уменьшается; количество висмута с глубиной также уменьшается; концентрации сурьмы не испытывают каких-либо заметных колебаний в зависимости от глубины. В отличие от галенита в арсенопирите сурьма может служить геохимическим показателем глубинности. Содержание ее на вертикальном интервале 250 м понижается в 3 раза (от 0,12 до 0,04%).

Таким образом, минералого-геохимическая зональность на месторождении проявлена достаточно отчетливо и только в рудных телах с разноэтапным оруденением ее выявление связано с большими трудностями.

Температурная зональность. Ниже дается краткое описание температурной обстановки в период формирования основных жил и зон месторождения по материалам изучения газово-жидких включений и анализируются признаки температурной зональности.

Формирование жилы Южной происходило в диапазоне температур от 425 до 90°C [1]. По простиранию и падению жилы температуры руд значительно меняются, что отражает их неоднородный состав - обособление участков оловянной, сульфидной и вольфрамовой минерализации. Эти различия по начальным величинам достигают 200°C. Отложение минеральных ассоциаций в жиле происходило при следующих температурах: кварц-касситеритовой - 420-250, кварц-сульфидной - 350-250, кварц-карбонатной - 250-100°C. По простиранию и падению наиболее заметны изменения температур ранней кварц-касситеритовой ассоциации, менее выражены температурные колебания в сульфидных рудах и фактически они не проявляются в поздних кварц-карбонатных жилах. В целом по жиле Южной наблюдается некоторое понижение температур отложения руд от центральной ее части к флангам по простиранию и более заметное их повышение по падению жилы. По простиранию понижение составляет 30-40°C, по падению повышение достигает 70°C. По включениям также установлено, что процессу массового отложения минералов касситеритовой и сульфидной ассоциаций предшествовали повторные перепады давления, что регистрируется гетерогенным состоянием растворов во включениях при температурах 420-400 и 370-330°C.

Формирование жилы Индукционной происходило в температурных границах 430-100°C. В

последовательном ряду оловянные руды - сульфидные руды - вольфрамовые руды температуры направленно понижаются от 450-350 до 350-250 и 250-100°C. С глубиной наблюдается повышение температур ранней ассоциации, по простиранию жилы температурное поле крайне неоднородно, что отражает ее переменный вещественный состав.

Коммуникационная жила Первая, располагаясь в центральной части месторождения и объединяя жилы Южную и Индукционную в одно целое, содержит наиболее высокотемпературную оловянную минерализацию [1]. Горизонтальная температурная зональность в жиле не проявлена, а вертикальная выражена отчетливо. На интервале около 500 м по глубине повышение температуры касситеритового парагенезиса составляет 50-70°C (от 380-400 до 460°C). С глубиной отмечено повышение роли гетерогенных растворов, участвующих в рудоотложении.

Формирование жилы Февральской происходило в температурных границах от 425 до 80°C. На изученном интервале по простиранию около 2000 м и падению до 500 м касситерит-кварцевая минерализация имеет температуры не ниже 350°C, сульфидная не выше 350°C и поздняя - карбонатная - не более 250°C. Оловянные руды в составе жилы отлагались из растворов, находящихся в гетерогенном состоянии, что свидетельствует о сложной динамической обстановке в ранний этап формирования жилы. В температурном поле жилы Февральской выделяется три участка оловянных руд с высокими (400-425°C) температурами. Северный участок наиболее приближен к поверхности, центральный отстоит от поверхности на 300 м и третий - южный - расположен на глубине более 500 м от поверхности. Южное склонение геоизотерм головной части оловорудных тел является основанием для заключения о перспективности глубоких горизонтов южного интервала жилы.

Формирование широтной зоны Турмалиновой происходило в условиях повторных перепадов давлений при направленном понижении температур от 475 до 70°C. Для турмалиновых метасоматитов на вертикальном интервале 800 м повышение температур составляет 135°C (от 340 до 475), для касситерит-сульфидных руд - 100°C (от 300 до 400). По этим данным на каждые сто метров по глубине температура минералов повышалась примерно на 15°C.

Оценка ресурсов месторождения. Арсеньевское месторождение представляют олово-сульфидные турмалиновые руды широтных зон и олово-сульфидные хлоритовые руды, участвующие в сложении субмеридиональных жил. Руды широтных зон по своим вещественным и генетическим признакам не сопоставимы с рудами жильной серии. Состав этих руд определяют кварцевые турмалиниты с касситеритом и сульфидные парагенезисы с широким

развитием сульфосолевой (серебро-висмут-сурьмяной) минерализации. Стадийность руд выражена неотчетливо, зональность по падению рудоносных структур наблюдается в смене сульфосолевой минерализации сульфидной и, затем, висмут-молибденовой. При направленном повышении температур с глубиной (от 340 до 480°C на вертикальном интервале около 1000 м) формирование зон происходило в условиях многократных перепадов давлений. Особенности руд главной жильной серии определяют следующие основные черты. В сложении их участвуют продукты трех последовательных стадий минерализации: кварц-касситеритовой, сульфосольно-сульфидной с тремя подстадиями (колчеданной, полиметаллической, сульфосольной) и гюбнеритовой. Типы зональности руд показывают смену их генетических типов по падению жильной серии в последовательности - сульфидные, хлоритовые, турмалиновые и грейзеновые при повышении температур от 300 до 500°C.

На основании имеющейся информации вертикальный размах минерализации оценен в 2 км, протяженность оловорудных тел по падению составляет в 1 км. Вертикальный интервал развития собственно сульфидных руд над головной частью оловорудных тел равен примерно 500 м, в корневой части оловорудных тел (приконтактовая зона скрытых штоков гранитоидов) прогнозируется нахождение грейзенов с оловянной (комплексной) минерализацией.

При своей уникальности по запасам олова в северной разведанной части месторождения запасы свинца (80), меди (70), цинка (230 тыс.т) с комплексом попутных компонентов соответствуют крупному полиметаллическому месторождению. Здесь также сосредоточены значительные запасы серебра (порядка 1000 т) и трехокси вольфрама (около 10 тыс.т). Эти ресурсы комплексных руд эквивалентны запасам крупного оловорудного месторождения со средним содержанием олова не ниже 0,7%. При полной реализации перспектив месторождения на комплексные руды запасы попутных компонентов могут быть удвоены, а за счет ресурсов рудного поля, включая фланговые участки, возрастут не менее чем на порядок. Новая информация по Арсеньевскому месторождению доказывает необходимость переоценки рудоносности Кавалеровского района на комплексные руды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурные особенности оловорудной минерализации Кавалеровского района // Минералогия и геохимия оловорудных месторождений / ДВО АН СССР. Владивосток, 1978. С. 87-127.

2. Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Хилик Б.А. Зональность типовых месторождений олова и локальный прогноз (Кавалеровский рудный район)//Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах / ДВО РАН. Владивосток, 1989. С. 132-141.
3. Неволин П.Л. Динамика формирования и кинематика разрывных систем Арсеньевского оловорудного месторождения (Приморье) // Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1986. С. 32-40.
4. Поповиченко В.В., Корж В.А., Родькин В.В. О концентрически-зональном характере распределения элементов-примесей в касситерите рудных столбов одного из месторождений в западной части Кавалеровского рудного района (на примере жилы Южной)// Минералогия олова / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1977. С. 116-128.
5. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Анахов В.В. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980.
6. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Кокорин А.М. и др. Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района). М.: Наука, 1980.
7. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Шершаков Б.И. Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района (Приморье) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1974. № 12. С. 51-63.
8. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток, 1986.
9. Шершаков Б.И. Структурно-генетическая модель Арсеньевского оловорудного месторождения // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах / ДВО РАН. Владивосток, 1989. С. 75-79.

Поступила в редакцию 15 июня 1995 г.

A.M.Kokorin, D.K.Kokorina, A.P.Nedashkovsky

Arseneyvskoye deposit as a unique example of the complex ore manifestation in Primorye

Recently in the Arseneyvskoye deposit containing ores of cassiterite-chlorite type, zones with tin and sulphide ores have been discovered, additional ore manifestations have been found, and information on sulphosalt, silver, and tungsten mineralization has been obtained. These new data prove the two-stage formation of ores at this deposit. Ores of the first stage contain quartz tourmalinites with cassiterite and sulphosalt (silver-bismuth-antimony)-sulphide paragenesis. Ores of the second stage include cassiterite, sulphosalt (silver-lead-bismuth)-sulphides and hubnerites. Zoning of the first stage ores is shown along the vein dip by the change of chlorite metasomatites for quartz-tourmaline ones, sulphosalt associations for sulphide and then for bismuth-molybdenum ones. Zones formed within 475 to 70°C temperature range; the temperature gradient is 15°C for 100 m. Zoning of the second stage ores is observed along the vein dip in the change of carbonate-hydromica metasomatites for quartz-chlorite and then for quartz-tourmaline and quartz-muscovite ones (at a depth of 1000 m from the surface). Tungsten ores (upper horizons) become richer in sulphides with depth and the latter give way to tin ores. Veins formed at 460 to 80°C; temperature gradient is 10°C for 100 m. The deposit is comparable with a large polymetallic object in resources of zinc (240), copper (70), lead (80), and silver (1000 t) that have been estimated in the area explored for tin. Presence of more than 10000 t of tungsten has been recognized in ores (Middle tungsten deposit). Ore content criteria established allow conclusion that finishing investigations of the deposit for complex ores will double their resources, and realization of the ore field potential will increase the resources for an order.

ХИНГАНО-ТУРАНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС (ПРИАМУРЬЕ)*

А.М.Жирнов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан

Рассматриваются структурно-тектонические и геофизические факторы, предопределяющие формирование меридионального золотоносного пояса и локальных площадей в нем с повышенной золотоносностью. Указываются благоприятные геологические формации и ведущие формационные типы золотого оруденения с вероятным промышленным значением отдельных золотоносных полей.

Хингано-Туранский золотоносный пояс простирается в меридиональном направлении вдоль западной окраины Буреинского массива, составляя северную часть трансрегионального Лаолин-Туранского золотоносного пояса [2,9,11,17]. Его протяженность от р. Амур на юге до р. Селемджи на севере - 600 км, ширина - 50-80 км. Пояс контролируется системой "структурообразующих" разломов типа краевых швов, определивших в архее заложение узкого эвгеосинклинального трога и подновлявшихся затем на протяжении всей геологической истории, отражая все стадии тектоно-магматического развития и становления Буреинского массива [1,6,10,11,18,19].

Россыпная золотоносность в пределах рассматриваемого пояса была установлена еще в середине прошлого века вначале на Малом Хингане, а затем по всей окраине Буреинского массива и характеризуется наиболее высокой плотностью россыпей, четко подчеркивающей меридиональное положение золотоносной структуры [2,16]. Россыпи представлены в основном аллювиальным долинным типом ближнего сноса (I-IV порядка). За столетний период добычи значительная часть запасов россыпей выработана, особенно в крупных золотороссыпных районах на юге - Архаринском и Сутарском, но сейчас их разработки возобновлены. Впервые начаты и специализированные поиски коренных месторождений золота, в связи с чем краткая характеристика особенностей локализации золотоносных площадей данного пояса представляется весьма актуальной задачей.

Материалы прогнозно-металлогенических, геофизических и ревизионно-поисковых исследований последнего десятилетия позволяют рассматривать перспективы коренной и россыпной золотоносности данного пояса как весьма существенные. Это положение находит обоснование в проявлении и сочетании различных благоприятных факторов рудоконтроля в пределах пояса, таких как тип земной коры и ее

мощность, своеобразии геотектонического режима в связи с положением площади на окраине жесткой структуры, наличием глубинных рудоконтролирующих разломов и узлов их пересечения с поперечными и диагональными долгоживущими тектоническими зонами, подчеркнутых вулканогенно-интрузивными и метаморфическими куполами, наличие прямых признаков оруденения и отдельных коренных месторождений золота, высокой продуктивности золотого оруденения на южном продолжении пояса - на территории Китая.

Согласно данным анализа геофизических полей (гравиметрических и др.), блок горных пород в пределах золотоносного пояса ограничивается на флангах, вдоль 130° и $131^{\circ} 25'$ в.д., резкими ступенями - глубинными разломами, расчленяющими земную кору до верхней мантии [1,14,18]. Эти разломы имеют четкое геологическое выражение, контролируются, фрагментарно, кулисными разрывными нарушениями, удлинёнными интрузивами разновозрастных гранитоидов и полей эффузивов, линейными водоразделами и спрямленными отрезками долин крупных рек. Они проявлены на космоснимках [6,10,19]. Породы в пределах данного блока характеризуются высокой плотностью - от 2,7-3,03 на поверхности до 3,05 на глубине, свидетельствующей о существенно мафитовом составе древнего метаморфического фундамента. Блок отличается также от восточной части региона пониженной мощностью земной коры, равной 28-30 км, при мощности "гранитового" слоя 10-20 км, "базальтового" - 10,5-12,5 км, и приподнятым положением [14]. В близрасположенном регионе - Забайкалье, 75% месторождений фемического профиля (золото, полиметаллы и др.) приурочено именно к блокам земной коры с пониженной мощностью [20].

В геотектоническом плане площадь пояса приурочена к окраинной, наиболее мобильной, части Буреинского массива, где развиты геологические

* Статья публикуется в дискуссионном порядке.

образования всех геологических эпох. Наиболее ярко это обстоятельство проявлено в южной части пояса, на территории Малого Хингана, где в ядрах архейских антиклинорных структур согласно залегают удлиненные раннепротерозойские батолиты, местами отороченные телами диоритов и базитов и расчлененные узкими грабен-синклинальными трогами позднепротерозойского возраста [15]. Магматические тела формировались здесь и в фанерозойское время, завершившись локальными излияниями неоген-раннечетвертичных базальтов (рис. 1).

Наличие продольных глубинных разломов - характерная черта Хингано-Туранского пояса. Выделяются три главных разлома, вдоль которых концентрируется большинство известных золото-россыпных площадей и коренных проявлений золота и других металлов: один вдоль меридиана 130°, остальные далее к востоку, соответственно, через 50-20 км друг от друга [9,10]. Наличие таких разломов на окраине жесткого кратонного блока пород - решающее условие формирования эндогенных месторождений [18,21].

В настоящее время представляется возможным рассматривать около 8-10 крупных золотоносных площадей, в ранге золотороссыпных районов и узлов, группирующихся в пределах рассматриваемого пояса через 40-60 км (рис.1). Общей особенностью в их локализации является пространственная совмещенность с полями развития древних палеозой-протерозойских пород, иногда осложненных мезозойскими комплексами вулканогенно-интрузивных образований.

Оригинальной особенностью в распределении золота и другого, эндогенного, оруденения является повышенная концентрация его в специфических "депрессивных" структурах, длительно развивающихся от раннего протерозоя до кайнозоя. Наглядным примером может служить Хинганская многофазная "депрессивная" структура. В ее центре выделяется Сутарский блок нижнепротерозойских пород, осложняющий архейскую антиклинорную структуру. Этот блок заключен в верхнепротерозойских отложениях Кимканской грабен-синклинальной мульды, окружающих его с востока и юга. А в северной части сложной структуры сформирована, на докембрийском цоколе, наложенная осадочно-вулканогенная впадина (Хингано-Олонойская) поздне мелового возраста. В рамках данной многофазной депрессионной структуры локализованы крупные месторождения железа, олова, бруситов, крупные золотороссыпные поля, что позволяет обоснованно параллелизовать ее с перспективным типом полиметалльных протерозойских "депрессивных" структур [3].

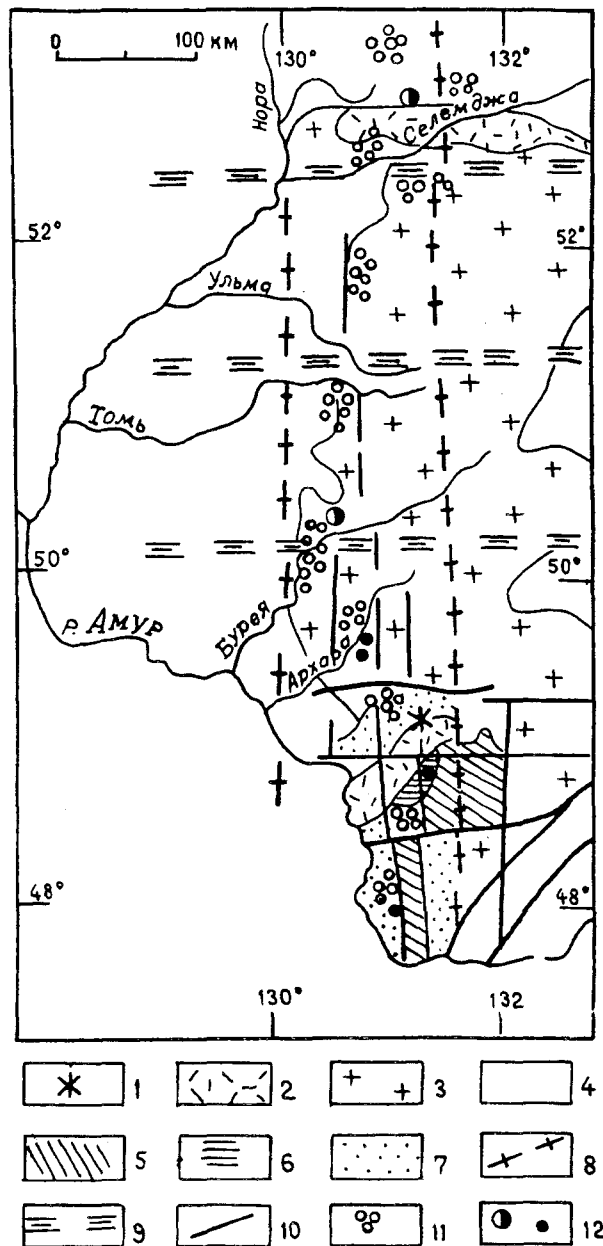


Рис. 1. Географическое положение Хингано-Туранского золотоносного пояса, по [1,2,11,14,16,17,19].

1 - покров платобазальтов (N_2-Q_1); 2 - эффузивы (K_{1-2}); 3 - гранитоиды (PZ_{1-3}); 4 - смежные территории; 5 - карбонатно-терригенные геосинклинальные образования (PR_2-C_1); 6 - кристаллические сланцы и мраморы (PR_1); 7 - древние метаморфиты, амфиболиты и гранитоиды (AR_2); 8 - глубинные разломы (региональные аномалии Δg); 9 - скрытые сквозные линеаменты; 10 - крупные глубокопроникающие разломы; 11 - золотороссыпные узлы; 12 - месторождения и проявления золота.

Третьей важной особенностью распределения золотороссыпных площадей является приуроченность их к узлам пересечения разнонаправленных (трех-четырех) разломов, из которых ведущими являются древние - меридиональные и широтные [1,6,10]. Именно на пересечении с крупнейшими широтными линеаментами "сквозного" типа формируются наиболее значительные и перспективные золотоносные площади в связи с длительно развивающимися метаморфическими куполами и интрузивно-купольными сводами [6,18,19]. При этом, одни рудоносные структуры образуются непосредственно в пределах поперечных тектонических зон - положительного знака (в узлах длительной эндогенной активности), другие - вблизи отрицательных поперечных структур, играющих роль региональных структурных барьеров (экранов). Примером первого типа структур является Ивановской золотоносный узел в Урило-Тырмской широтной зоне, Синюхинский купол в Самарском трого, примером второго типа структур - интрузивно-купольная морфоструктура Симичинского золоторудного узла с Прогнозным месторождением [1]. Верхне-Биджанский интрузивный свод с многочисленными россыпями золота (у границы с Помпеевским субширотным

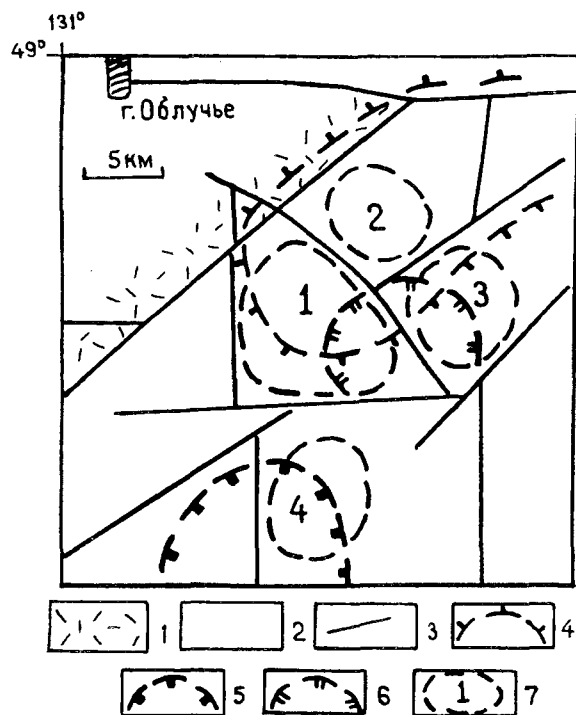


Рис.2. Положение золотоносных и геофизических полей Средне-Сутарского узла (с учетом данных С.С.Борисенко, 1986; С.А.Рямова, 1990 и др.).

1 - эффузивы (К₁₋₂); 2 - докембрийский фундамент; 3 - крупные разломы; 4-5 - гравиметрические аномалии: 4 - положительная, 5 - отрицательная; 6 - положительная магнитная аномалия; 7 - золотоносные поля (1 - Лысогорское, 2 - Русское, 3 - Хохловское, 4 - Еленинское).

разломом). Некоторые из них четко проявлены в региональных геофизических полях гравитационными минимумами или максимумами, резкими ступенями (Лево-Сутарский и Ивановский золотоносные узлы), местами совмещенными с положительными магнитными аномалиями (Лысогорское золотоносное поле) (рис.2).

При обзорных поисках последних лет (1990-95 гг.) получены новые дополнительные данные о коренной золотоносности некоторых золотороссыпных площадей рассматриваемого пояса. По данным отдельных маршрутов А.И.Лобова, Л.В.Эйриша и др. в пределах Урильского, Лысогорского и Манчжурского золотороссыпных полей установлены кварцевые и золото-сульфидные штуфы, а также обломки измененных гранитов с содержаниями золота до промышленных и отдельные литохимические аномалии золота (рис.3) [22]. По данным колонкового бурения скважин, при поисках россыпей золота (1993-95 гг.) в Сутарском районе подтверждена золотоносность проловия и коренных пород руч.Лев.Широкого, непосредственно дренирующего золотоносный водораздел г.Лысой, а в руч.Любавинском с отработанной богатой россыпью золота вскрыта мощная тектоническая зона (~60 м) в протерозойских мраморах, сложенная каолиновой породой с обильными обломками кварца и кристаллических сланцев. Это подтверждает одно из ранних предположений (Е.П.Русанова, 1966) о связи части россыпей с тектоническими зонами дробления в золотоносных долинах.

На основе геолого-тектонического и формационного анализа геологических образований и с учетом данных о повышенной золотоносности кварцево-жильных и тектонических зон, горизонтов железистых кварцитов, наличии благоприятной на золото геологической формации "черных сланцев" - углисто-кремнисто-глинистых, графитизированных кварцево-сланцевых сланцев и карбонатных пород протерозоя (с повышенными местами содержанием ванадия, редких земель - до 1%, молибдена и ртути), наличии золотых и урановые проявления в близком соседстве или на одной площади [4,7,13,15] прогнозируются следующие перспективные на промышленное золотое оруденение формационные типы: золото-кварцевый, золото-сульфидный, золото-урановый, золото-железистый, золото-молибден-ртуть-уран-редкоземельно-ванадиевый. Возможные морфологические типы - жилы, жильно-прожилковые и вкрапленные зоны, трубы брекчий, стратиформные тела [7-10].

Дополнительным критерием перспективности золотого оруденения рассматриваемого пояса может служить высокая продуктивность его южного фланга - Лаоелинского пояса на территории Китая. Здесь

ЛИТЕРАТУРА

130°45'

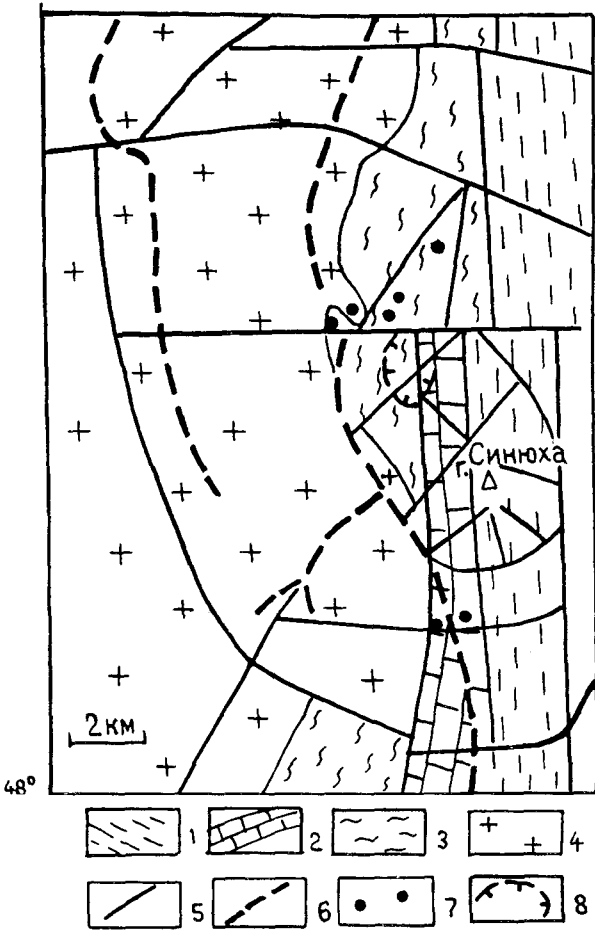


Рис.3. Структурно-тектоническая схема Манчжуро-Березовского золотonosного поля (с учетом данных А.П.Кисца, 1960; Б.И.Лови, 1961; С.А.Рямова, 1990).

1 - филлитовидные сланцы и гиничинской свиты (PR_{2ig}); 2 - мраморизованные известняки, филлиты дитурской свиты (PR_{2dt}); 3 - графитистые кварц-слюдяные сланцы и мраморы союзненской свиты (PR_{2sz}); 4 - гранитоиды (PR₁); 5 - разрывные нарушения; 6 - золотonosные водотоки; 7 - места отбора шлиховых проб с золотом; 8 - контур литохимической аномалии золота по мелкозему [22].

установлено в сходной геолого-структурной и литолого-стратиграфической обстановке несколько десятков коренных месторождений и проявлений, обеспечивающих 70% всей добычи золота (~80 т) из коренных источников [5,12,23].

Таким образом, имеются вполне реальные геологические и металлогенические предпосылки для образования в пределах Хингано-Туранского золотonosного пояса промышленных месторождений золота разных формационных типов, в т.ч. среднего и крупного масштаба.

- 1.Амантов Б.А., Афанасьев М.Н., Вольский А.С. Общие закономерности геодинамики и металлогении Верхнеамурской неоднородности// Общ.пробл.геологии металлогении. юга Дал.Востока СССР. Материалы 3-го сов.-кит.симпоз. "Геология и экология басс. р.Амур. Благовещенск, 1991. С.44-49.
2. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Владивосток, 1928. 932 с.
3. Афанасьев Г.В., Шувалов Ю.М. Металлогенические аспекты локального прогнозирования и комплексного освоения горнорудных предприятий// Сов.геология. 1992. N 9. С.14-20.
4. Витгефт Б.Б. Редкие элементы и золото Хингано-Бурейского региона//Хингано-Бурейская проблема. Тр. ДАФН СССР. Владивосток, 1934. Вып.1. С.133-148.
5. Воробьев В.И., Павловский А.Б., Волчков А.Г. Некоторые особенности рудных месторождений Китайской Народной Республики// Сов.геология. 1990. N 2. С.117-128.
6. Жирнов А.М. Всесоюзное совещание "Сквозные рудоконцентрирующие структуры// Тихоокеан. геология 1988. N 6. С.115-117.
7. Жирнов А.М. Стратиформное оруденение Малого Хингана//Пробл. стратигр. месторождений. Тез. межрегион. конф. по стратиф. месторождениям: Чита, 1990. Ч.1. С.58-59.
8. Жирнов А.М. Перспективы золотonosности юга Бурейского массива// Недра Востока. 1993. N 2. С.24-28.
9. Жирнов А.М. Золотonosность Хинганской области Верхояно-Бурейского металлогенического пояса// Тихоокеан. геология 1994. N 4. С.92-108.
10. Жирнов А.М., Степанов О.А. Рудоконцентрирующие структуры Малого Хингана и их значение для прогноза эндогенного оруденения//Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М., 1989. С.197-204.
11. Жирнов А.М., Малышев Ю.Ф., Сахьянов Л.О., Степанов О.А. Металлогенические пояса Дальнего Востока// Металлогения районных поясов: Тез. докл. к совещ. Науч. принципы прогноза оруд. в вост.-азиат. вулк. поясах СССР. Хабаровск, 1988. Ч.1. С.84-85.
12. Казанский В.И., Чжан Цюшен. На симпозиуме по металлогении раннего докембрия в Китае// Геология. руд. месторождений. 1986. N 3. С.85-93.
13. Карта полезных ископаемых России и сопредельной территории. 1:5000000. 1992.
14. Косыгин Ю.А., Карсаков Л.П., Малышев Ю.ф. и др. Глубинное строение блоков докембрия// Тектоническая природа геофизических полей Дал.Востока М., 1984. С.108-132.
15. Лови Б.И. Интрузивные комплексы Малого Хингана. Структурное районирование, история развития и магматизма Малого Хингана: Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., 1961. Т.55. С.65-122.
16. Мельников В.Д., Васильев И.А., Власов Н.Г. Рудно-россыпные площади сочленения Алданской и Амурской мегаморфоструктур//Общ.пробл. геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР: Материалы 3-го

- сов.-кит. симпоз. "Геология и экология бассейна р.Амур. Благовещенск, 1991. С.158-162.
17. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П. Металлогения золота восточной окраины Азии//Геология, минералогия и геохимия благородных металлов. Владивосток, 1989. С.5-10.
18. Моисеенко В.Г., Алекторова Е.А., Загрузина И.А. и др. Проблемы геологии и металлогении областей тектономагматической активизации востока Евразии//Общ. пробл. и металлогения юга Дальнего Востока СССР: Материалы 3-го сов.-кит. симпоз. Благовещенск, 1991. С.12-20.
19. Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности размещения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке//Генетические особенности и общ. закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966. С.5-38.
20. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., Наука, 1980. 431 с.
21. Щеглов А.Д., Хомич В.Г. О роли жестких блоков в локализации приповерхностного оруденения на востоке СССР//Докл. АН СССР. 1985. Т.285, N 1. С.195-198.
22. Эйриш Л.В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана // Тихоокеан. геология. 1995. N 5. С.94-96.
23. China to lead gold rally for 1993//Metal.Bull.1992. N 7720. P.9.

Поступила в редакцию 19 декабря 1994 г.

A.M. Zhirnov

The Khingan-Turansky gold-bearing belt (Priamurie)

The structural-tectonic and geophysical factors are examined which predetermine the formation of the meridional gold-bearing belt and local areas within it of more extensive zoning. Favourable geological formations and leading formational types of gold mineralization are indicated with potential commercial significance of individual gold-bearing fields.

БАРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОСАДКАХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Н.В.Астахова

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

В статье обобщены данные о баритовой минерализации в осадках окраинных морей западной части Тихого океана. Находки баритовых новообразований были сделаны в 12 районах, начиная от Берингова моря на севере и кончая морем Лау на юге. Все они приурочены к тектонически-активным участкам морского дна. Все бариты, за исключением конкреций в Японском море, имеют кристаллическое строение, часто образуют пористые агрегаты и имеют близкий изотопный состав. Это указывает на образование их при взаимодействии сульфата морской воды и Ва-несущих гидротермальных растворов, изливающихся на поверхность дна. Образование барита в Японском море, вероятно, связано с растеканием гидротермы в толще осадка, где при взаимодействии с сульфатом иловых вод происходил постепенный рост баритовых конкреций. Делается вывод, что находки относительно крупных скоплений аутигенного барита на морском дне указывает на гидротермальную деятельность в этом районе. Учитывая частую ассоциацию барита с сульфидами, а также широкое развитие на Японских островах барит-полиметаллических месторождений типа Куроко, приуроченных к морским отложениям, можно выделять районы развития баритовой минерализации как районы благоприятные для образования полиметаллического оруднения на поверхности морского дна или в толще осадка в окраинных морях западной части Тихого океана.

Находки крупных скоплений барита в осадках Мирового океана до последнего времени были весьма редки. Широко известны были лишь относительно крупные концентрации баритовых конкреций в осадках Калифорнийского шельфа и в районах островов Кей (Австралия) в Тихом и около о.Цейлон в Индийском океанах. Единичные же кристаллы аутигенного барита довольно часто встречаются в осадках Мирового океана. Обычно размер их не превышает миллиметра. Происхождение такого барита исследователи связывают с вулканическими или биогенными процессами, или сочетанием их [12]. В последнее десятилетие благодаря исследованиям морского дна с помощью подводных аппаратов в литературе довольно часто стали появляться сведения об отложениях барита в зонах разгрузки термальных вод в тектонически-активных районах морского дна. Крупные скопления барита выявлены в районах срединно-океанических хребтов: ВТП и Хуан-де-Фука; в межконтинентальных рифтовых зонах: Красном море и в Калифорнийском заливе. Но наиболее интенсивное его образование наблюдается в задуговых бассейнах. В связи с этим, почти повсеместно в окраинных морях западной части Тихого океана, начиная от Берингова моря на севере и кончая морем Лау на юге, отмечается образование аутигенного барита на морском дне.

В Беринговом море с помощью подводного аппарата "Мир" были обнаружены и исследованы гидротермальные постройки на вершине подводного вулкана Пийпа [7] (табл.1). Этот вулкан имеет две вершины: Северную и Южную, которые оконтуриваются изобатами 400 и 450 м соответственно. Вершины разделены седловиной с максимальными глубинами, достигающими 820 м. На Северной

вершине гидротермальные постройки встречаются в виде крупных ангидритовых труб высотой до 1,5 м и диаметром около 40 см. Глубина разгрузки гидротерм - 382 м. Фрагмент обрушившейся трубы имеет баритовые включения размером до 2 см, в которых наблюдалось концентрирование пирита с содержанием серебра до 6% [8]. Южная вершина рассечена серией открытых трещин субмеридионального простирания. Вдоль этой системы трещин происходит активное излияние флюида. В центральной части обнаружен холм, высотой до 10 м, сложенный кальцитом и баритом (табл.2) с незначительной примесью кварца и гипса. Корочки пирита, обнаруженные внутри подводных каналов, обогащены мышьяком, сурьмой и ртутью.

В Охотском море кристаллы барита и их сростки обнаружены совместно с пиритом в пробе, отобранной в районе гидротермального источника в бухте Кратерной (кальдера вулкана Ушишир). Крупные же скопления барита приурочены к вершинам невысоких холмов в северо-восточной части впадины Дерюгина (табл.1). Здесь при драгировании были подняты десятки килограммов травертиноподобного барита [1,2]. При изучении материалов драгирования выявлено несколько типов баритовой минерализации: мономинеральные травертиноподобные образования (96,5% $BaSO_4$) (табл.2,3); баритово-кремнистые корки (80,0 $BaSO_4$); баритовый цемент в полимиктовых песчаниках и конгломератах (до 58,9% $BaSO_4$); "трубчатые" тела барита, пронизывающие вмещающий осадок и "пропитка" баритом отдельных участков этого осадка (26,8-24,1% $BaSO_4$). Фоновое содержание бария в северной части впадины Дерюгина 0,05-0,09%. Обломки мономинерального травертиноподобного барита представляют собой некрепкие, легко

Таблица 1

Барит в окраинных морях западной части Тихого океана

№ п/п	районы	глубина моря, м	формы выделения	активн. настоящ. время	Минеральные ассоциации
1	Вулкан Пийпа, Берингово море	447	холм, трубы	+	Анг, гипс, К, Кр, С
2	Впад. Дерюгина, Охотское море	1470	холмы?	?	К, Кр, С, гидр. Fe, Mn
3	хр. Окусири, Японское море	1200	конкреции	-	С, гидротетит
4	возвышенность Садо	150	конкреции	-	К
5	возвышенность Ямато Восточно-Китайское море	1200	конкреции	-	гид. Mn
6	трог Окинава, Филиппинское море	1400	холмы	+	Анг, К, Кр, С, гидр. Mn
7	вулкан Маоджиншо	330	?	?	С
8	рифт Сумису	1530	трубы	-	Кр, гидр. Fe, Mn
9	Марьянский трог	3600	холмы, трубы	+	Анг, С
10	море Вудларк, Океания	2160	холмы, трубы	-	Кр, С, гидр. Fe, Mn
11	море Лау, центральная часть	1800	трубы	+	Кр, С, гидр. Mn
12	море Лау, северная часть	2000	холмы, трубы	-	Кр, С, гидр. Fe, Mn

Примечание: Анг-ангидрит, К-кальцит, Кр-аморфный кремнезем, С-сульфиды, гидр. Fe, Mn-гидроокислы Fe и Mn

Таблица 2

Химический состав баритовых образований (в%) северо-западной части Тихого океана

элементы	районы				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	1.30	0.10	5.50	-	0.36
TiO ₂	н.о	0.01	0.05	-	0.38
Al ₂ O ₃	0.74	0.62	1.82	-	1.27
Fe ₂ O ₃	0.40	0.28	0.67	1.17	1.57
MnO	0.03	0.07	0.14	0.03	0.44
MgO	0.88	0.40	1.05	-	1.99
CaO	0.30	1.39	1.50	0.06	1.72
Na ₂ O	0.58	0.05	0.14	-	0.08
K ₂ O	0.03	0.05	0.25	-	0.35
P ₂ O ₅	н.о	0.01	0.15	-	0.09
HO ₂	0.50	-	-	-	-
BaO	61.14	62.27	55.21	55.75	58.00
CO ₂	8.50	-	-	-	-
п.п.п.	-	1.04	1.48	-	0.96
SO ₃	23.40	34.27	29.72	29.15	31.51
F	0.19	-	-	-	-
Cl	0.22	-	-	-	-
Sr	1.77	2	1	-	1
сумма	99.73	100.5	91.31	86.16	97.71
источник	[7]			[18]	

Примечание: анализы барита из районов 2,3,5 выполнены в ТОИ ДВО РАН, аналитик И.Н.Якушева; н.о. - не определено, "-" - не определялись.

Химический состав и содержание микроэлементов в баритовых образованиях из окраинных морей западной части Тихого океана

элементы	районы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11
%										
SiO ₂	1.30	0.10	0.24	-	0.36	19.36	-	-	1.50	1.26
Ba	55.03	56.04	48.36	43.29	52.20	8.65	44.00	0.28	53.40	24.35
S	9.36	13.71	12.48	11.48	12.60	-	-	-	-	24.66
10 ⁻⁴ %										
Fe	1400	980	14350	2100	5495	48100	7400	66100	9200	5000
Cu	-	50	50	-	10	200	200	110	260	12500
Zn	-	300	60	-	30	30900	33500	184	7550	377700
Pb	-	-	60	186	10	105000	15200	205	5080	2300
Mn	231	-	847	154	3388	2900	141	184	120	<30
Co	-	90	20	-	3	-	3	-	-	<5
Ni	-	150	30	-	10	-	5	-	-	20
As	-	-	1000	-	-	93100	496	68	-	2510
Sr	17400	20000	200	4760	1000	2100	-	-	2980	2310
Cd	-	-	-	-	-	100	98	-	14	1268
Ag	-	-	0.3	-	-	6400	98	<5	-	180
источник	[7]			[18]		[14]	[15]	[21]	[5]	[13]

Примечание: нумерация районов приведена в табл.1. Микроэлементы в баритах из районов 2,3,5 определялись полуколичественным атомно-абсорбционным методом в институте Химии ДВО РАН; "-" - элемент не определялся.

крошущиеся образования белого, слегка желтоватого и серого цветов с пористой текстурой. Отдельные участки имеют скорлуповато-концентрическое строение. Концентраты образованы очень тонкими закругляющимися пластинками, сложенными сросшимися кристаллами барита. На стенки пор и на пластинки выросли многочисленные кристаллы и друзы дендровидной формы. Размер кристаллов 0.03-0.3 мм, сростков - до 1 мм. "Трубчатые" тела образованы кристаллическим баритом и имеют извилистую, ветвистую форму. Диаметр их достигает 3 см при длине полученных образцов - 10 см. Граница их с вмещающим осадком отчетливая. Стенки этих тел сложены тесно сросшимися кристаллами барита, а центральная часть представляет собой ажурное переплетение лучистых, дендровидных, веерообразных кристаллов. Помимо этого, барит образует в осадке многочисленные жеоды, прожилки, а также интенсивно замещает органические остатки. Согласно данным термической декрепитации, образование барита происходило при температурах от 45 до 180°C. С баритовой минерализацией тесно связана карбонатная и сульфидная, которая выявляется под бинокуляром в виде темносерых прожилков или пятен, образованных скоплением кубических кристаллов пирита.

В Японском море единичные кристаллы аутигенного барита встречаются довольно часто в отложениях неогенового возраста, поднятых со склонов подводных вулканов. Кроме этого, при драгировании морского дна были подняты осадки с большим коли-

чеством баритовых конкреций. Первая находка этих конкреций была сделана японскими учеными на возвышенности Садо [18,19]. Позже были описаны конкреции возвышенности Северное Ямато [4] и хребта Окусири [3] (табл.1). Все находки баритовых конкреций приурочены к отложениям миоценового возраста.

Конкреции хребта Окусири имеют шаровидную и овальную формы. По внутреннему строению разделяются на два типа. Одни из них имеют зональное строение и образованы пелитоморфным баритом с примесью диатомей и радиолярий. Содержание BaSO₄ в них достигает 85.5% в центральной части и 80.4% - в краевой (табл.2). Другие конкреции имеют необычное внутреннее строение. Внешнюю часть их составляет слой серого пелитоморфного барита толщиной от 2 до 6 мм в раздувах. В центральной части конкреции находится черный прожилок, толщиной 1-5 мм (плоскость, секущая конкрецию по длине). Пространство между коркой и прожилком заполнено диатомовым илом поздне-миоценового возраста. Содержание BaSO₄ в краевом слое 77.5%, в черном прожилке 84.9%. Прожилок характеризуется также повышенным содержанием Fe₂O₃ (4.1%) и мышьяка (0.1%) (табл.3). Рудная минерализация представлена гидрогетитом и пиритом.

Конкреции возвышенности Садо встречаются на многочисленных банках между полуостровом Ога и о.Садо. Форма конкреций разнообразная: шаровидная, овальная, лепешковидная, неправильная. Они

имеют однородное, зональное и кристаллическое строение. Внутри конкреций иногда встречаются кальцитотытые прожилки. Конкреции образованы мелкокристаллическим баритом с примесью радиолярий, диатомей и терригенных минералов. Содержание $BaSO_4$ в конкрециях изменяется от 62.7% до 84.8% (табл.2,3).

Конкреции возвышенности Северное Ямато имеют шаровидные, вытянутые, гантелеобразные, лепешковидные и неправильные формы и кристаллическое строение. Содержание $BaSO_4$ в валовой пробе составляет 89.51% (табл.2,3), варьируя от 98% в центральной части до 74% - в краевой. Это связано с увеличением доли терригенного материала и биогенных остатков (диатомей, радиолярий) от центра к периферии конкреции.

В Восточно-Китайском море аутигенная баритовая минерализация выявлена в районе трога Окинава (табл.1). В средней части трога японскими учеными обнаружено два активных гидротермальных поля: Клем и Джейн [14,20]. Поле Клем расположено в узкой зоне на глубине около 1400 м. Флюиды с температурой около 220°C разгружаются через трещины и разломы в коре. Здесь преобладают аморфные кремнисто-марганцево-кальцитовые или ангидрито-кальцитовые образования. Поле Джейн формируется на глубине 1340-1450 м на северо-западном склоне 5 км тектонической депрессии. Оно покрыто многочисленными рудными телами и холмами сульфидно-сульфатного состава. При драгировании были подняты обломки массивных сульфидных образований, которые осаждаются в районах гидротермальных выходов. Внешний слой (0-2 см) образован баритом, реальгаром, аурипигментом, аморфным кремнеземом, сфалеритом, галенитом, пиритом и покрыт тонким, до 1 мм, слоем железомарганцевых гидроокислов (табл.3). Внутренний слой (4-6 см) состоит, в основном, из сфалерита, галенита и пирита, с примесью халькопирита. Содержание нерудных минералов незначительно. По результатам изучения газово-жидких включений в барите из внешнего слоя, японские исследователи считают, что он образован при температуре около 160°C при смешении гидротермальных растворов с морской водой [14].

В Филиппинском море баритовая минерализация выявлена в трех районах: в кальдере подводного вулкана Миоджиншо (Myojinsho) на хребте Шихито-Иводжима (Shichito-Iwojima) (дуга Идзу-Огасавара); в районе рифта Сумису (Идзу-Бонинская дуга) и Марианского трога [15,17,21] (табл.1).

Образцы барита с большим содержанием сульфидов были подняты при драгировании склонов центрального конуса кальдеры вулкана Миоджиншо [15]. Размеры кальдеры 5х6 км, максимальная глубина 1114 м. Высота конуса 330 м ниже уровня моря. По

материалам драгирования выделено три главные стадии сульфидной минерализации: пиритизация зеленых туфов вокруг западного склона центрального конуса и западной стены кальдеры; кварцево-сульфидные прожилки в этих туфах и массивная барит-сульфидная минерализация. Последняя является наиболее поздней и приурочена к деловию центрального конуса. Поднятые образцы имеют серовато-коричневый и серовато-белый цвет, в основном слоистую структуру и пористую текстуру. Они образованы мелкими призматическими, таблитчатыми или сноповидными кристаллами барита. В пустотах размеры кристаллов увеличиваются до 5 мм. Поверхность слоев обогащена большим количеством мелких зерен сульфидов, которые также рассеяны среди более крупных кристаллов барита. Образцы имеют следующий минеральный состав: барит (2-58%), сфалерит (30-58%), галенит (5-31%), халькопирит (3-7%), пирит (2-4%), теннантит (<1%) и в меньших количествах тетраэдрит, борнит и ковеллин (табл.3). Образцы обогащены золотом и серебром. По своему составу они подобны баритонесущим черным рудам Куроко.

В рифте Сумису баритосодержащие кремнистые трубообразные тела и корки были найдены во время погружения подводного аппарата "ALVIN" [21] (табл.1). Несколько десятков гидротермальных трубок барит-силикатного состава было обнаружено на склоне подводного вулкана на глубине от 1600 до 1530 м. Близко расположенные трубки имеют размеры 2-5 м в высоту, 1-2 м в ширину и 5-10 м в длину. Внешне они похожи на губки или ячейки сот, пористые или легко крошатся. Состоят из аморфного кремнезема с подчиненным количеством барита и гидроокислов железа (табл.3). Вокруг поля не обнаружено температурных аномалий, что указывает на то, что гидротермальная деятельность в настоящее время прекратилась. Баритовые корки покрывают поверхность в седловинах пиллоу-лавы. Поднятый образец практически полностью сложен агрегатами пластинчатых кристаллов барита с незначительным количеством аморфного кремнезема. Принимаемая во внимание минералогические ассоциации и изотопные характеристики кислорода, авторы считают, что температура образования барита была ниже 150 град. Высказывается предположение, что баритосодержание кремнистые отложения рифта Сумису являются современными аналогами кремнистых залежей Куроко.

В Марианском троге исследования также проводились с помощью подводного аппарата [17]. Здесь, в зоне спрединга на глубине 3600-3700 м было обнаружено поле, состоящее из активных и неактивных гидротермальных трубок. Поднятые образцы имели высоту до 45 см и диаметр основания - 20 см. Из труб выходили флюиды с температурой 238-287°C. Трубки сложены кристаллическим баритом с примесью ангидрита и сульфидов. Размеры

кристаллов варьируют от 0.1 до 5 мм в поперечнике. Более крупные кристаллы ассоциируют с открытыми пустотами. Обычно кристаллы образуют лучистые или перистые агрегаты. Кристаллы барита содержат червеобразные сульфидные включения чистого сфалерита, а также халькопирита и галенита. Отмечается незначительное количество пирита. Наиболее обогащены сульфидами внутренние части трубок. Исследователи считают, что образование сульфидов и барита происходило одновременно. Источником бария, по их мнению, являются свежие излившиеся базальтовые лавы.

В юго-западной части Тихого океана крупные скопления аутигенного барита встречаются в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) и в море Лау (Новая Зеландия) [5,6,13] (табл. 1).

В море Вудларк с помощью подводных обитаемых аппаратов "Мир" в кальдере вулкана Франклин были обнаружены низкотемпературные источники и связанные с ними гидротермальные отложения [5]. Вершина вулкана находится на глубине 2160 м. В центре вершины имеется кальдера глубиной около 60 м и размером в поперечнике от 150 до 400 м. Основные находки гидротермальных отложений были приурочены к этой кальдере. По периферии гидротермального поля наблюдаются, в основном, ярко-оранжевые тонкодисперсные отложения, представленные рентгено-аморфными гидроокислами железа, часто с примесью гидроокислов марганца, опала и нонтронита. В центре кальдеры (в центре гидротермального поля) встречаются конические постройки. Высота их достигает 1,5-2 м, диаметр основания - 2 м. Постройки не активны. Исследователями было опробовано два типа баритовых построек. Образец из первой постройки представляет собой фрагмент трубы, имеющей центральное отверстие - осевой канал (2 см в поперечнике), по которому поднимался флюид и множество мелких каналов с диаметрами от нескольких мм до 1 см. Он образован, в основном, мелкозернистыми агрегатами барита (табл.3). Стенки подводящих каналов инкрустированы более крупными (до 2 мм) таблитчатыми кристаллами барита. В кристаллах барита, а также в интерстициях между отдельными зернами обнаружены кристаллы сульфидов: сфалерита, пирита и галенита. Содержание рудных минералов в породе не превышает 1%. Изученный образец другой баритовой постройки характеризуется более высоким (до 43%) содержанием аморфного кремнезема (опала) и более низким - рудных минералов. Опал является более поздним по отношению к бариту. Исследователи выделяют следующую последовательность минералообразования: баритовые ассоциации - нонтронитовые ассоциации - ассоциации аморфных гидроокислов железа - ассоциации окисных минералов марганца. Они считают, что все гидротермальные образцы были

сформированы из единого эволюционирующего рудоносного флюида [5].

В бассейне Лау проявления баритовой минерализации выявлены, по крайней мере, в двух районах: в центральном и северном [6,13]. В Центральной части бассейна Лау баритовые образования обнаружены во многих местах среди вершин и склонов северного хребта Валу Фа (Valu Fa) на глубине 1960-1800 м [13]. Наиболее крупное поле, диаметром несколько сот метров и 20 м высотой, не активно. Оно состоит из баритовых труб высотой до 15 м и массивных баритово-сульфидных образований. Вероятно, их образование связано с разломом на восточном склоне хребта. Вдоль разлома также были обнаружены сотни маленьких, до 50 см, марганцевых труб. Это также указывает на тектонический контроль гидротермальной разгрузки. Высокотемпературные активные черные (320-400°C) и белые курильщики (250-320°C) были обнаружены также на центральном хребте Валу Фа на глубине 1700 м. Размеры активной зоны 400 на 100 м. Она контролируется разломом, параллельным хребту. Здесь же встречаются гидротермальные марганцевые корки. Исследователями были обследованы и опробованы активные курильщики (высотой до 17 м) и осыпь разрушенных медных, цинковых и бириговых труб (табл.3). Во всех районах с баритом ассоциировали сфалерит, пирит, халькопирит и аморфный кремнезем.

Гидротермальное поле в северной части бассейна Лау было детально исследовано в 1990 году с помощью глубоководного обитаемого аппарата "Мир" [6]. Это поле располагается в области активного спредингового центра на глубине примерно 2000 м. В настоящее время поле не активно. На его периферии выявлены небольшие конические постройки, сложенные смесью низкотемпературных нонтронита, бернессита и аморфных гидроокислов железа. Ширина этой области около 100 м. В центральной части поля обнаружена главная гидротермальная башня, относительно высокотемпературная. Нижняя часть ее (цоколь) имеет в плане форму вытянутого с севера на юг эллипса. Длина его около 100 м, ширина - 30-50 м. Высота цоколя - 20 м. На верхней выровненной площадке имеется несколько конических построек. Высота большинства из них не превышает 1,5-2 м, самая высокая - 10 м. На поверхности этой постройки - многочисленные трубы, каждая из которых являлась каналом для разгружающихся рудоносных растворов. Образцы, отобранные из цоколя, имеют халькопирит-сфалеритовый и барит-сульфидный составы. Первый образец представляет собой фрагмент плиты, формирующей цоколь. Второй - характеризует внутреннее строение плитчатых цокольных отложений.

Самая поверхность часть плиты сложена марказитом (57%), баритом (32%) и сфалеритом (около 7%). С глубиной увеличивается содержание

сфалерита (до 50-57%), а марказита и барита уменьшается (соответственно до 15-26 и 6-11%). Появляется также пирит (3-6%) и халькопирит (6-12%). Конические постройки на цоколе имеют концентрически-зональные текстуры и являются фрагментами труб с рудопроводящими каналами внутри. Образованы они, в основном, халькопиритом с примесью борнита и ковеллина и сфалеритом. Во внешней зоне увеличивается содержание нерудных минералов, представленных баритом, самородной серой и опалом.

Дополнительные данные были получены при изучении изотопного состава серы и кислорода барита (табл.4). По изотопному составу серы (+19.5‰ - +23.6‰) барит близок сульфату морской воды (+20.0‰). Поэтому можно говорить о том, что образование барита произошло при смешивании Ва-несущих гидротермальных растворов с придонной водой.

Изотопно-тяжелая сера баритов низкотемпературных источников вулкана Пийпа (+27.5-+39.0‰) указывает на контроль изотопных составов серы процессами сульфатредукции сульфата морской воды при участии углеводородных газов и, вероятно, органического вещества осадков [9]. Аномально высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ (до +86.7‰) имеет конкреционный барит из Японского моря [10, 18]. Такой изотопный состав серы баритовых конкреций соответствует процессу их обогащения "тяжелыми" изотопами вследствие бактериальной редукции первоначально морского сульфата [10, 19]. Реально предположить, что источником сульфата в этом случае являются иловые воды, для которых характерна интенсивная сульфатредукция.

По изотопному составу кислорода изученные бариты разделяются на две группы. В Филиппинском море значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от +6.8 до +10.3‰. Это указывает на то, что в состав рудоносных растворов входили первично-магматические воды ($\delta^{18}\text{O}$ +5.5 - +10.0‰) [11]. Изотопный состав кислорода (+24.0 - +29.4‰) баритовых конкреций Японского моря позволяет предположить, что образование их происходило при участии метаморфических (+5 - +25‰) [11] или иловых вод [10, 19].

Принимая во внимание, что все выявленные участки распространения баритовых конкреций тяготеют к зонам глубинных разломов, можно говорить, что источником бария являются гидротермальные растворы, поступающие по этим разломам. Но, в отличие от других районов, где гидротермы изливались на поверхность дна, в данном случае растворы растекались лишь в толще осадка. В результате реакций барийсодержащих растворов и сульфата иловых вод шло постепенное образование баритовых конкреций. Учитывая, что находки конкреций приурочены к отложениям миоценового возраста, можно лишь сказать, что эта гидротермальная деятельность в данных районах проявилась не ранее миоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в окраинных морях западной части Тихого океана уже выявлено 12 районов баритообразования. Часть из них были обнаружены при драгировании морского дна, другие - при помощи подводных обитаемых аппаратов. Все находки баритовых проявлений приурочены к тектонически активным зонам: к зонам разломов или к кальдерам вулканов - и, вероятнее всего, связаны с островодужным магматизмом. Учитывая, что в районах активной гидротермальной деятельности в настоящее время происходит излияние низкотемпературных Ва-несущих гидротермальных растворов на морское дно, и что все изученные бариты, за исключением конкреций в Японском море, имеют кристаллическое строение, часто образуют похожие пористые агрегаты и, кроме того, имеют близкий изотопный состав серы и кислорода, а также очень низкие фоновые содержания бария в осадках Мирового океана, можно говорить о том, что находки относительно крупных скоплений аутигенного барита на морском дне указывают на гидротермальную деятельность в этом районе. Принимая во внимание то, что барит в изученных районах очень часто ассоциирует с сульфидными минералами, и широкое распространение на Японских островах барит-полиметаллических месторождений типа Куроко, приуроченных к морским

Таблица 4

Изотопный состав серы и кислорода баритовых образований (в ‰)

район	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$	источник
Берингово море, вулкан Пийпа	27.5 - 39.0		[9]
Охотское море, впадина Дерюгина	20.0		
Японское море, возвышенность Садо	71.6 - 82.6	26.0 - 28.0	[17]
возвышенность Ямато	47.5 - 86.7	24.0 - 29.4	[10]
Филиппинское море, вулкан Маоджинто	21.9 - 23.6		[15]
рифт Сумису	21.7 - 22.3	8.8 - 10.3	[21]
Марианский трог	20.2 - 22.0	6.8 - 9.1	[16]

Примечание: изотопный анализ серы барита впадины Дерюгина выполнен В.И.Устиновым, ГЕОХИ, Москва.

отложениям, можно выделять районы развития баритовой минерализации как благоприятные для образования полиметаллического оруденения на поверхности морского дна или в толще осадка в окраинных моря западной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина, Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т.295, N 1. С.212-215.
2. Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н. Карбонатно-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море)//Тихоокеан.геология. 1990. N3. С.37-42.
3. Астахова Н.В., Ожогина Е.Г., Цой И.Б. Баритовые конкреции северной части Японского моря//Тихоокеан. геология. 1990. N 4. С.16-21.
4. Липкина М.И., Цой И.Б. Конкреции барита с подводной возвышенности Ямато в Японском море // Докл. АН СССР. 1980. Т.254, N 4. С.1002-1005.
5. Лисицин А.П., Бинис Р.А., Богданов Ю.А. и др. Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1991. N 8. С.125-140.
6. Лисицин А.П., Малахов О.П., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Изв. АН сер. геол. 1992. N 4. С.5-24.
7. Сагалевич А.М., Торохов П.В., Матвиенко В.И. и др. Гидротермальные проявления подводного вулкана Пийпа (Берингово моря) // Изв7 АН СССР Сер. геол. 1992. N 9. С.104-114.
8. Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1992. Т.326, N 6. С.1060-1063.
9. Торохов П.В., Таран Ю.А. Изотопные исследования гидротермального газа и минералов вулкана Пийпа (Берингово море) // Геология морей и океанов: Тез.докл. 10 междунар. школы по морской геологии. М., 1992. Т.1. С.175.
10. Устинов В.И., Стрижев В.П., Липкина М.И. Особенности формирования минералов дна Японского моря (по изотопным данным) // Тез. VIII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982. С.
11. Хью П., Тейлор м.л. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982. С.200-233.
12. Arhentus G., Bonatti E. Neptunium and volcanism in the ocean//In Seary, M.(Ed), Progress in oceanolgraphy. London (Pergamon Press). 1965. V.3.P.7-22.
13. Fouguet Y., Stackelberg U., Charlou J. et.al. Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin: Sulfides and water chemistry//Geology. 1991. V.19, 4. P.303-306.
14. Halbach P., Nakamura Ko-ichi, Washner M. et. al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin//Nature. 1989. V. 338. P.496-499.
15. Iizasa K., Yuasa M., Yokoto S. Mineralogy and geochemistry of volcanogenic sulfides from the Myojinsko submarine caldera, the Shichoto-Iwojima Ridge, Izu-Ogasawara Arc, north-western Pacific//Marine Geology. 1992. V.108. P.39-58.
16. Minoru Kusakabe, Shingo Mayeda and Eiso Nakamuro. S, O and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana Backarc basin spreading axis at 18 N//Earth and Planet. Sci.Lett. 1990. V.100, N1-3. P.275-282.
17. Moore Willard S., Stakes Debra. Ages of Barite-sulfide chimneys from the Mariana Trough//Earth and Planet. Sci.Lett. 1990. V.100. N 1-3. P.265-274.
18. Okada K., Kato S., Kobayashi S. The Barite nodules from the Sin-Guro Bank, Japan Sea//J. Mining and Mat. Inst.Jap. 1971. V.87, N 1002. P.594-598.
19. Sakai H. Sulfur and oxygen isotopic study of barite concretions from banks in the Japan Sea of the Northeast Honshu, Japan//Geochem.J.1971. V.5, N 2. P.79-83.
20. Sakai H., Gamo T., Kim E.-S. et al. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the mid-Okinawa Trough Backarc Basin//Geophys.Res.Lett. 1990. V.17, N 12. P.2133-2136.
21. Urade T., Kusakabe M. Barite silica chimneys from the Sumisi Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to hematitic chert associated with Kuroko deposits//Earth and Planet.Sci.Lett. 1990. V.100, N 1-3. P.283-290.

Поступила в редакцию 14 февраля 1995 г.

N.V.A stakhova

Barite mineralization in sediments of marginal seas in the western part of the Pacific Ocean

The paper summarizes data on barite mineralization in sediments of marginal seas in the western part of the Pacific Ocean. Finds of barite neogenic occurrences were made on 12 sites, starting from the Bering Sea in the north as far as the Lau Sea in the south. All of them are confined to tectonically active areas of the sea floor. All the barites, with the exception of concretions in the Sea of Japan, have crystalline structure; they often form porous aggregates, and have a close isotopic composition. This is evidence for their formation as resulting from the interaction of sea water sulphate and Ba-bearing hydrothermal solutions outflowing on the sea floor surface. The barite formation in the Sea of Japan is likely to be linked to hydrothermal diffuence in the depth of sediment where barite concretions gradually grew interacting with mud water sulphate. It is concluded that the finds of relatively large accumulations of authigenous barite on the sea floor indicate their hydrothermal activity in this area. Taking into account frequent association of barite with sulphides, and also extensive development on the Japanese Islands of Kuroko type basite-polymetallic deposits confined to marine deposits, the areas of barite mineralization can be distinguished as areas favourable for polymetallic mineralization on the sea floor surface or in the depth of sediment in the marginal seas of the Western Pacific.

ХРОНИКА

УДК 553.98(571.61)

СОВЕЩАНИЕ ПО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕАМУРСКОЙ
ВПАДИНЫ

В.А.Буряк, Ю.С.Салин

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан

15 марта 1996 года в Биробиджане состоялось 1-ое научно-практическое совещание "Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины: состояние, проекты, механизмы реализации", организованное Институтом комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Администрацией Еврейской Автономной области и Дальневосточным отделением академии минеральных ресурсов.

В работе совещания участвовало 38 специалистов Российской Академии Наук, организаций, входящих в систему Роскомнедра и местных геологических учреждений, занимающиеся нефтегеологическими исследованиями.

К началу совещания был издан сборник "Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины: состояние, проекты, механизмы реализации" (Биробиджан, издательство ИКАРП ДВО РАН, 1996 г., 87 с.; Отв. редактор В.А.Буряк), содержащий все доклады и освещающий в развернутом виде совокупность имеющихся геолого-геофизических данных и состояние изученности рассматриваемой проблемы на момент совещания. Всего было заслушано 10 докладов и 3 кратких сообщения. Поскольку доклады опубликованы, основное внимание будет уделено дискуссии.

Повышенная тектоно-магматическая активность региона способна влиять как положительно, так и отрицательно на процессы накопления первичного органического вещества, его преобразования, а также формирования и сохранения залежей. Такой отрицательный момент, как существование обстановки сжатия при образовании грабенов, потенциально перспективных на нефть и газ, В.А.Буряк считает недоказанным и неправомерным. Завершая свое выступление, В.А.Буряк высказал уверенность, что в пределах Среднеамурской впадины будут найдены промышленные месторождения нефти и газа. Необходимо лишь последовательное и настойчивое осуществление полного комплекса прогнозно-поисковых и разведочных работ, грамотное и целеу-

стремленное их проведение, опираясь на опыт работ в соседних регионах Китая и других территориях.

Н.П.Лошак в докладе "Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины на основе анализа формационного разреза" выделил в краевой части Буреинского массива девонский-юрский Среднеамурский наложенный прогиб с суммарной мощностью осадочных формаций 4300-4700 м, которые могут рассматриваться в качестве нефтематеринских. Выполнение Среднеамурской впадины, согласно анализу материалов среднемасштабных геологических съемок, представлено континентальными формациями от верхнемеловой завитинской свиты до верхнемиоцен-нижнечетвертичной белогорской свиты общей мощностью 3900 м. Среди них выделяются отложения, которые могли генерировать как газ, так и нефть.

В.Г.Варнавский проявил в своем докладе "Роль Среднеамурского осадочного бассейна в формировании нефтегазового потенциала Приамурья" наибольший среди всех выступавших скептицизм относительно перспектив нефтегазоносности этой тектонической единицы. Мощность кайнозоя немногим превышает 2 км, как он считает, и способна участвовать в формировании лишь незрелого органического вещества. Если не присовокупить к кайнозю возможные перспективы нижележащих мезозойских комплексов, промышленная нефтеносность здесь мало вероятна. Определенный интерес в зоне экономических интересов ЕАО могут представлять Лобзйско-Самарский, Бирофельдский и Биробиджанский грабены. В целом Среднеамурскую впадину В.Г.Варнавский в нефтегазовом отношении отнес "к категории возможно перспективных".

В.И.Гилев выступил с докладом "Сравнительный анализ геологического строения западной части Среднеамурской впадины и нефтегазоносных бассейнов Восточного Китая". Исходя из положения Среднеамурской впадины на продолжении пояса богатейших нефтегазоносных бассейнов Китая, он обоснованно фиксировал внимание на принципиаль-

ных чертах сходства между российской и китайской частями этого пояса: континентальный рифтогенез, полистадийность формирования, повышенная тектоно-магматическая активность, стимулирующая образование залежей, тектоническое положение зон нефтегазоаккумуляции.

Доклад В.В.Юшманова назывался "Концентрические комплексы Среднеамурской впадины как перспективные нефтегазоконтролирующие объекты". В отличие от прочих выступавших, В.В.Юшманов избрал критерием прогнозирования не линейность, а кольцевой характер структур, которые он обстоятельно проанализировал и сопоставил. В качестве возможно нефтегазоносных на территории ЕАО им выделены фрагменты Усть-Бирского и Усть-Сунгарийского концентрических комплексов диаметром 225-250 км.

Ю.С.Салин представил доклад "Главные трудности на пути положительной оценки нефтегазоносности Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО). Им было показано, что недостающие для нефтеобразования мощности кайнозоя могут быть дополнены мезозойскими накоплениями, которые, по данным проведенного им палеогеографического обобщения, должны составлять не менее 2 км. Этим самым снимается основной аргумент исследователей, доказывающих низкие перспективы грабенов, слагающих Среднеамурскую впадину, на углеводородное сырье. Отличие восточной части Среднеамурской впадины от китайских нефтеносных бассейнов не распространяется на западную ее часть, и Бирофельдский грабен имеет все необходимые черты сходства.

В.П.Осипов выступил с докладом "Перспективы нефтегазоносности в Среднеамурской впадине в свете современных тенденций нефте- и газоразведки", привлек внимание к новым объектам поисков углеводородного сырья - поднадвиговым структурам, корам выветривания, вулканогенным, кремнистым породам и др.

С небольшими дополнительными сообщениями и в дискуссии выступили В.Е.Кузнецов, С.Г.Черныш, В.А.Буряк, В.А.Ахмадулин, В.В.Крапивенцева, Ю.С.Салин, Ф.Н.Рянский, В.Г.Варнаровский, а также Г.Л.Кириллова, выступление которой стало для многих настоящей сенсацией. Г.Л.Кириллова только что вернулась из Китая, где работала около месяца; она сообщила, что на прямом продолжении Бирофельдского грабена пройдено несколько сейсмопрофилей, пробурены скважины, открыты залежи углеводородного сырья в непосредственной близости от российско-китайской границы и усиленно проведены поисково-оценочные работы.

В итоге обсуждения докладов и дополнительных выступлений участниками совещания было принято решение. Общее мнение - Среднеамурская впадина вполне перспективна на выявление промышленных месторождений углеводородного сырья; в связи с этим целесообразна постановка в регионе в самое ближайшее время комплекса поисковых, поисково-оценочных, опережающих и сопутствующих тематических работ, в том числе общегеологических, литофациальных, стратиграфических, геофизических и пр.

Поступила в редакцию 20 июня 1996 г.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

**Редакция журнала "Тихоокеанская геология" предлагает оформить
подписку на 1997 г.**

Организуется три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология":

**- редакция журнала "Тихоокеанская геология"
680063, Хабаровск, Ким Ю Чена. 65.
Обращаться к Ставицкой С.М., тел. 21-08-59.**

**- Геологический институт ДВО РАН
680022, Владивосток, пр.100-летия Владивостока, 159.
Обращаться к ученому секретарю, тел.31-87-55**

**- Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г.Магадан, ул.Пертовая, 16.
Обращаться к ученому секретарю, тел.3-00-51.
Стоимость 1 экземпляра журнала - 9000 руб.**

**Подписку можно оформить в любое время.
Номер можно получить с момента выхода его из печати.**

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой под руководством И.Е.Авдеевой
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г.Хабаровск, ул.Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91г. Подписано к печати 08.10.96 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.15 Уч.-изд.л. 13,9
Тираж 200 экз. Заказ 409

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г.Владивосток, ул.Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1996. Т. 15, № 5