

Том 21, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| 20-летие журнала "Тихоокеанская геология" | 3 |
| <i>М.Д. Герасименко, Минору Касахара.</i> Движения и деформации литосферных плит по данным космической геодезии (к вопросу о фиксации кинематической системы координат) | 5 |
| <i>А.В. Парфеевец, В.А. Саньков, А.И. Мирошниченко, А.В. Лухнев.</i> Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса | 14 |
| <i>И.А.Тарарин, В.М.Чубаров, Т.М.Философова.</i> Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки | 29 |
| <i>В.Н. Воеводин.</i> Прототектонические элементы интрузивных гранитоидов как показатель механизма их формирования и рудогенерирующих возможностей | 48 |
| <i>А.И. Малиновский, А.Н. Филиппов, В.В. Голозубов, В.П. Симаненко, В.С. Маркевич.</i> Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна | 52 |
| <i>Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко.</i> Стратиграфия кайнозойских отложений Ивановской депрессии, Южное Приморье | 67 |
| <i>Т.Н. Палечек.</i> Кампан-маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона | 76 |
| <i>А.И. Ханчук, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, Э.Г. Одариченко, В.И. Сапин.</i> Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) | 89 |
| <i>Л.Б. Хершберг, Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев, В.А. Полиновский, М.М. Юринец, В.П. Уткин.</i> Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан) | 96 |
| <i>В.И. Исаев, А.А. Юрчук, Н.В. Шпакова, С.И. Войкова, О.С. Исаева, В.В. Соколова.</i> Государственный Дальневосточный региональный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу (модель реализации) | 111 |
| Юбилей | |
| Юрий Михайлович Пуцаровский (к 85-летию со дня рождения) | 127 |
| Александр Иванович Жамойда (к 80-летию со дня рождения) | 129 |
| Некролог | |
| Шульдинер Виктор Израилевич (1931–2001 гг.) | 131 |
| <i>Правила оформления статей</i> | 133 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| The 20-th anniversary of the journal "Tikhookeanskaya Geologiya" | 3 |
| <i>M. D. Gerasimenko, Minoru Kasahara.</i> Tectonic plate motion and deformation by space geodesy measurements (on the question of fixing kinematics reference frame). | 5 |
| <i>A.V. Parfeevets, V.A. San'kov, A.I. Miroshnichenko, and A.V. Lukhnev.</i> Evolution of the Earth's crust stress, the Mongol-Baikal mobile belt | 14 |
| <i>I.A. Tararin, V.M. Chubarov, and T.M. Filosofova.</i> Basification of plagiogneisses at the contact with gabbroids of the Yurchiksky massif from the Ganalsky Ridge of Kamchatka | 29 |
| <i>V.N. Voevodin.</i> Prototectonic elements of intrusive granitoids as an indicator of mechanism of their formation and ore-generating possibilities | 48 |
| <i>A.I. Malinovsky, A.N. Filippov, V.V. Golozoubov, V.P. Simanenko, and V.S. Markevich.</i> Lower Cretaceous deposits of the Kema river area (Eastern Sikhote-Alin): sedimentary filling of a back-ark basin | 52 |
| <i>B.I. Pavlyutkin, and T.I. Petrenko.</i> Stratigraphy of Cenozoic deposits of the Ivanovsky Basin, South Primorye | 67 |
| <i>T.N. Palechek.</i> Campanian-Maastrichtian Radiolarians of the Koryak-Kamchatka region | 76 |
| <i>A.I. Khanchuk, B.L. Zalizhchak, V.A. Pakhomova, E.G. Odarichenko, and V.I. Sapin.</i> Genesis and gemology of sapphires from the Nezametny deposit (Primorye) | 89 |
| <i>L.B. Hershberg, E.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, V.A. Polinovskiy, M.M. Yurinets, and V.P. Utkin.</i> Geological peculiarities and ore deposits of the Roskomnedra Guyot, the Magellan Seamounts (Pacific Ocean) | 96 |
| <i>V.I. Isaev, A.A. Yurchuk, N.V. Shpakova, S.I. Voikova, O.S. Isaeva, and V.V. Sokolova.</i> The State Far Eastern Regional Geological and Geophysical Database on Oil and Gas (a model of realization) | 111 |

Anniversaries

| | |
|---|-----|
| <i>Yuriy Mikhailovich Pushcharovskiy</i> (to the 85-th anniversary) | 127 |
| <i>Alexandr Ivanovich Jamoida</i> (to the 80-th anniversary) | 129 |

Necrologies

| | |
|---|-----|
| <i>Shuldiner Victor Izrailevich</i> (1931–2001) | 131 |
| <i>Notes for Contributors</i> | 133 |

20-ЛЕТИЕ ЖУРНАЛА "ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ"

К январю 2002 г. вышло 20 томов 120 номеров журнала "Тихоокеанская геология", и поэтому есть повод подвести некоторые итоги.

Большую роль в организации выпуска журнала играли академик Н.А. Шило и академик А.Д. Щеглов. Благодаря их настойчивости 15 января 1981 г. Президиум АН СССР принял постановление № 125 об организации издания нового журнала АН СССР "Тихоокеанская геология" – органа Дальневосточного научного центра АН СССР. Были утверждены объем журнала – 15 учетно-издательских листов, периодичность – 6 номеров в год и штат основных редакционных работников – заведующая редакцией и младший редактор. 4 декабря 1981 г. от зам. председателя РИСО АН СССР академика А.Л. Яншина было получено разрешение печатать оглавление журнала параллельно на русском и английском языках.

В составе первой редколлегии журнала было 18 ученых, преимущественно дальневосточников и сибиряков. Первым главным редактором был Н.А. Шило, заместителями главного редактора Ю.А. Косыгин и А.Д. Щеглов, ответственным секретарем – Г.Л. Кириллова.

Основную работу по сбору и подготовке статей и сообщений предстояло вести в г. Хабаровске в Институте тектоники и геофизики, а издаваться журнал должен был Сибирским отделением издательства "Наука" в Новосибирске, где и была создана редакция журнала во главе с заведующей редакцией Г.С. Залыгиной.

После решения множества организационных вопросов первый номер журнала был сдан в набор 23 февраля 1982 г., а подписан к печати 12 марта 1982 г. В предисловии к нему от имени редколлегии были перечислены основные проблемы, которые предполагается рассматривать на страницах журнала. Предпочтение было отдано публикации результатов изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работ, освещающих геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии. Предполагалось также печатать критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографию. В намеченном русле и шло развитие журнала. В первый год в разделе "Критика и дискуссии" Ю.А. Косыгин опубликовал цикл "Заметки о геотектонических гипотезах". Это были весьма своевременные публикации в период смены парадигм. Ю.А. Косыгин призывал к толерантности по отношению к инакомыслящим. В журнале публиковались статьи и фиксированных авторов, и мобилистов, главное – чтобы они основывались на добротном фактическом материале. Широко практиковалась публикация коротких "дискуссий" непосредственно в конце статьи, где могли излагаться другие взгляды, другая интерпретация материалов, опубликованных в статье.

В 1983 г. в жизни журнала произошло важное событие – на очередной книжной выставке-ярмарке издательство "Гордон и Брич" (Gordon and Breach Science Publishers) купило права на перевод и издание журнала на английском языке. Это издательство публиковало и рассылало журнал вплоть до 2001 г., что способствовало распространению в мире результатов исследований российских геологов. Аннотации статей печатались в Cambridge Scientific Abstracts (USA); Elsevier Geo Abstracts (UK), Geosystems (UK), Petroleum Abstracts, University of Tulsa (USA).

1994–1995 гг. были временем перемен для журнала. Ушел из жизни Ю.А. Косыгин, отдававший много сил и времени развитию журнала, уехал с Дальнего Востока А.Д. Щеглов. Главный редактор журнала академик Н.А. Шило решил провести серьезную реорганизацию с целью приобретения журналом статуса международного. Помимо редколлегии, насчитывавшей 22 члена, был создан редакционный совет также из 22 членов. В редколлегию были приглашены 3 иностранных члена, а в редсовет – 13 иностранных членов из стран Тихоокеанского региона: США, Канады, Японии, Китая, Кореи. Заместителями главного редактора стали Н.П. Романовский и К.В. Симаков. Это было важной вехой в развитии журнала.

Иностранные издатели периодически направляли журнал независимым экспертам и неизменно получали высокую оценку научного уровня большинства публикаций.

В это же время в Дальневосточном отделении РАН было создано собственное издательство "Дальнаука", и, по распоряжению академика Г.Б. Елякова, издание журнала, начиная с № 2, 1995, было поручено издательству "Дальнаука", которое прекрасно справилось с этой задачей. С каждым годом полиграфическое оформление журнала улучшалось. Редакция журнала тоже переместилась в г. Хабаровск. Изменилась технология подготовки оригинал-макета, который теперь производится на компьютерах редакционно-издательской группой Института тектоники и геофизики ДВО РАН.

С 1998 г. главным редактором журнала стал академик В.Г. Моисеенко, который исполняет эти обязанности до настоящего времени. По инициативе В.Г. Моисеенко редколлегия журнала решила несколько расширить рамки традиционно сложившегося представления материалов в журнале. Наряду с отдельными статьями, сериями статей, специальными выпусками журнала по определенной тематике редколлегия решила периодически публиковать и монографии, посвященные наиболее актуальным, дискуссионным проблемам геологии Тихого океана и его обрамления. Именно такой проблеме была посвящена фундаментальная монография "Петрология и рудоносность Тихого океана" (авторы А.А. Маракушев, В.Г. Моисеенко, В.Г. Сахно, И.А. Тарарин).

В 1999 г. заместителем главного редактора журнала был утвержден А.И. Ханчук. Важно отметить, что качество журнала и его научный уровень остаются высокими, несмотря на годы "перестройки" и «радикальных экономических реформ». Журнал продолжает выходить регулярно. Увеличивается количество статей иностранных авторов, статей написанных авторскими коллективами.

Небезынтересно проанализировать некоторые статистические данные. За 20 лет в журнале вышло около 2000 публикаций (из них 1480 статей и 340 прочих сообщений), принадлежащих 1800 авторам. Средний размер статьи – 24 стр. Наибольшее количество статей опубликовали – патриарх дальневосточной геологии Г.М. Власов (51), известный дальневосточный геофизик И.К. Туезов (40), академик Н.А. Шило (39), академик Ю.А. Косыгин (37).

Было опубликовано 10 специальных выпусков журнала:

1982, № 6 – выпуск, посвященный 60-летию СССР. Предисловие редколлегии.

1984, № 6 – выпуск, посвященный 25-летию Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР. Предисловие редколлегии.

1985, № 5 – выпуск, посвященный 25-летию Северо-Восточного комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР. Предисловие редколлегии.

1986, № 2 – выпуск, посвященный 20-летию Дальневосточного НИИ минерального сырья. Предисловие редколлегии.

1995, № 4 – выпуск трудов Международной конференции по арктическим окраинам. Предисловие К.В. Симакова, Д. Терстена.

1997, № 6 – выпуск, посвященный работам по проекту 350 МПГК "Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода". Ответственный редактор Г.Л. Кириллова.

1998, № 2 – выпуск по материалам совещания "Проблемы сейсмичности Дальнего Востока", посвященный памяти В.С. Хромовских.

1999, № 2 – выпуск, посвященный 275-летию РАН с передовой статьей редколлегии "Российская академия наук в геологических исследованиях на Востоке России".

2000, № 5 – выпуск, посвященный 300-летию Геологической службы России с передовой статьей Ю.И. Бакулина "К 300-летию Указа рудокопных дел и 150-летию геологических исследований Приамурья".

2001, № 1 – выпуск, посвященный результатам исследований по проекту 434 ЮНЕСКО «Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода». Ответственные редакторы выпуска Г.Л.Кириллова, Л.И.Попеко.

Журнал продолжает пользоваться популярностью как среди дальневосточных, сибирских, забайкальских, так и столичных ученых. Портфель редакции неизменно полон.

За 20 лет ушли из жизни 10 членов редакционной коллегии журнала "Тихоокеанская геология": Ю.А. Косыгин, А.Д. Щеглов, К.В. Боголепов, Ч.Б. Борукаев, И.К. Туезов, В.В. Иванов, Е.А. Радкевич, С.М. Тильман, Н.И. Лаврик, А.А. Врублевский. Светлая им память.

В заключение хочется поздравить многочисленных авторов и читателей с 20-летним юбилеем журнала и пожелать новых успехов на ниве Тихоокеанской геологии.

Редколлегия

ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ (К ВОПРОСУ О ФИКСАЦИИ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ КООРДИНАТ)

М.Д. Герасименко, Минору Касахара***

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

***Институт сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета, г. Саппоро, Япония*

Цель настоящей работы – исследование нового алгоритма фиксации трехмерной кинематической референционной системы координат для определения движений и деформаций литосферных плит по данным космической геодезии. Алгоритм основан на использовании только вертикальных составляющих скоростей движений пунктов, получаемых только по геодезической информации, т.е. полностью свободен от влияния какой-либо геолого-геофизической модели. По сути он дает ту же не связанную с движением и вращением литосферных плит систему координат, что и известная модель тектоники плит NNR NUVEL-1A, основанная на геологической информации, к которой привязана последняя версия международной системы координат ITRF97 и ее более ранние модификации. Для исследования алгоритма использовано последнее опубликованное NASA глобальное VLBI решение номер 1122, июнь 1999. В обработку взято 400 базисных векторов, соединяющих 59 геодезических пунктов. Сравнение статистических характеристик разностей скоростей движений пунктов нашего решения, решения ITRF97 и NNR NUVEL-1A показало, что по отношению к модели NNR NUVEL-1A исследуемый алгоритм по своим свойствам не уступает методике, принятой при реализации ITRF97. Во-вторых, представленное решение и решение ITRF97 значительно ближе друг к другу, чем к геологической модели NNR NUVEL-1A, к которой привязано решение ITRF97. Таким образом, впервые показана реальная возможность использования только геодезической информации для независимой проверки качества как геофизических моделей, так и используемой в мировой практике международной земной референционной системы координат ITRF. Дополнительно в работе определено возможное изменение радиуса Земли, равное примерно $(-0,3 \pm 0,1)$ мм/год, что в пределах точности совпадает с другими наиболее достоверными определениями этой величины.

Ключевые слова: тектоника плит, система координат, космическая геодезия

ВВЕДЕНИЕ

Важность и трудность фиксации трехмерной кинематической системы координат (KRF) для определения движений и деформаций литосферных плит по данным космической геодезии общеизвестна. Вполне очевидно, что такая система координат должна быть независима от каких-либо априорно принятых геофизических моделей, так как именно по скоростям движений геодезических пунктов на земной поверхности, определенных независимо от геофизических предположений, можно адекватно оценить качество той или иной геофизической модели эволюции Земли в целом или ее отдельных компонент. К таким геофизическим моделям можно отнести общеизвестные модели движений жестких лито-

сферных плит NUVEL-1 и NUVEL-1A [5], модели послеледниковой отдачи земной коры типа ICE-4G [16], глобальной модели перераспределения масс внутри Земли, движений центра масс и другие. Скорости движений пунктов земной поверхности используются в тектонофизике, сейсмологии, гляциологии, гидрологии, геологии и других науках о Земле для изучения тех или иных геофизических явлений. Ясно, что точность и надежность независимо определенных геодезических параметров должна соответствовать и даже превышать надежность определения исследуемых геофизических характеристик. Вместе с тем, обычно наблюдается довольно парадоксальная ситуация, когда параметры движений и деформаций земной поверхности, определяемые по

данным космических геодезических систем VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging), GPS (Global Positioning System) и DORIS (Doppler Orbit Determination and Radiopositioning Integrated by Satellite), вычисляются в системе координат, тем или иным образом привязанной к геологическим моделям типа NUVEL-1 или NUVEL-1A. А поскольку любая модель содержит в себе неизбежные ошибки, происходящие от исходных геофизических измерений и гипотез, то эти ошибки неизбежно в той или иной мере повлияют на результаты геодезических определений. Это, во-первых. А, во-вторых, главная цель, для которой обычно используются геодезические определения скоростей движений пунктов, – это обычно верификация собственно геофизической модели, построенной, как правило, исходя из той или иной гипотезы. В результате получается, что мы проверяем геофизическую модель по данным, которые в той или иной степени уже привязаны к самой модели.

Не являются исключением из описанной ситуации и системы координат, одинаково принятые при реализации международных земных референцных систем ITRF96 и ITRF97 (International Terrestrial Reference Frame). ITRF96, по утверждению [18], полностью свободна от какой-либо модели тектоники плит и геологических предположений. Но недостаток приведенных в статье [18] данных не позволяет нам утверждать, что это действительно полностью так. Тем более, что в работе [6] утверждается со ссылкой на работы [7, 8], т.е. тех же авторов, что и статья [18], что скорости движений пунктов в ITRF определены минимизацией разностей скоростей наблюдаемых и модели NNR NUVEL-1A. Что ITRF основана на NNR NUVEL-1A утверждает также Такахаси [19]. Системы координат ITRF96 и ITRF97 зафиксированы таким же образом [14], как и ITRF94. В работе [7] также указано, что временная эволюция ITRF94 следует геофизической модели NNR NUVEL-1A.

Результатом такого определения системы координат является внесение в нее собственно ошибок NNR NUVEL-1A и разности между движением плит в последние годы, т.е. годами накопления информации космическими геодезическими системами, и за последние 3 миллиона лет, по данным которых построена модель NNR NUVEL-1A. Между тем, именно в этой системе координат многие исследователи определяют движение пунктов, используя GPS измерения [6]. Кроме того, параметры орбит спутников IGS (International GPS Service) определяются именно в ITRF [6, 9]. Исходя из сказанного, следует подчеркнуть, что вопрос фиксации кинематической системы

координат геодезическими методами имеет не только теоретическое, но, может быть, в большей степени даже практическое значение.

Еще один важный вопрос, ответ на который не дается практически ни в одной известной публикации, связанной с реализацией той или иной системы координат, – это вопрос численной устойчивости получаемых решений. Складывается впечатление, что авторы реализации той или иной системы координат пользуются или каким-то стандартным, хорошо отработанным и абсолютно надежным методом решения систем уравнений, или же, попросту говоря, не обращают внимания на влияние ошибок округлений и вопросы численной устойчивости решения уравнений. На последнюю мысль наталкивает тот факт, что мы не обнаружили даже упоминания об анализе численной устойчивости решения или предпринимаемых мерах по его стабилизации. В то же время, в большинстве работ, причем очень больших по объему, часто даются подробнейшие объяснения очевидных выводов и эффектов, которые, вдобавок, иллюстрируются элементарными рисунками в расчете на совершенно не знакомого с рассматриваемым явлением читателя. Вопросы же численной устойчивости и, в конечном счете, надежности окончательных результатов своей работы авторами или сознательно замалчиваются, или же они не догадываются об их существовании.

Между тем наша практика реализации KRF показала, что вопросам устойчивости численного решения следует уделять первостепенное значение даже в случае обработки небольших геодезических сетей. В противном случае мы рискуем получить результат, не имеющий ничего общего с действительностью. Причем выявить плохую устойчивость решения, а значит и ненадежность окончательных результатов, – задача не тривиальная, особенно в случае обработки достаточно обширной сети, какой является, например, ITRF96, содержащая [18] 521 станцию в 290 пунктах, а общее число определяемых неизвестных из решения равно 3895.

ITRF97 реализована позже ITRF96, поэтому объем информации, используемый для ее создания, естественно, больше.

Ряд вопросов встает и при добавлении в ковариационную матрицу уравненных геодезических координат или скоростей не вполне объясненных дополнительных сдвигов [6, 9, 13 и др.]. Такое изменение ковариационных матриц в конечном счете повышает собственные значения этих матриц и, при правильном выборе добавки, улучшает их обусловленность. По сути дела такая процедура используется при решении плохо обусловленных систем линейных

уравнений методом регуляризации. Некоторые, хотя не вполне четкие и строгие, пояснения в этом контексте содержатся в статье [9], где она применена именно для улучшения обусловленности почти сингулярной системы нормальных уравнений. В других случаях некоторые авторы, использующие эту процедуру, похоже и не догадываются, что по сути это элементарная регуляризация решения, и называют ее уточнением ошибок исходной информации, учетом систематических ошибок и т.п. Такое внесение дополнительных ошибок в стохастическую модель делается ими для того (см, например, [6, 13]), чтобы ошибка единицы веса σ_0 из уравнивания была приближенно равна 1. Мы не исключаем вероятность того, что большое отклонение σ_0 от 1 при уравнивании без введения в стохастическую модель дополнительных ошибок может объясняться именно недостаточной численной устойчивостью применяемого этими авторами алгоритма, плохой обусловленностью решаемых ими систем уравнений.

Обращает на себя внимание и еще один факт. Практически во всех работах, связанных с фиксацией KRF по космическим измерениям, не упоминается теория уравнивания и фиксации системы координат на основе аппарата обобщенно обратных (g-обратных) матриц, хотя в той или иной мере она обычно используется неявно в виде задания соответствующих ограничений на положение начала и ориентации системы координат. Попутно отметим, что эта матрица ограничений формируется явно из чисел 0, 1 и приближенных координат пунктов земной поверхности, участвующих в фиксации системы координат, т.е. ее элементы чрезвычайно разнятся по абсолютной величине. Любопытно отметить, что ни в одной из известных нам работ по установлению KRF даже не упоминается, что до начала решения системы уравнений эта матрица ограничений предварительно должна быть соответствующим образом отмасштабирована. В противном случае окончательный результат будет, как правило, весьма далек от реальности из-за плохой обусловленности системы уравнений, а ошибки округлений при решении практически могут полностью поглотить полезную информацию. Теоретическое объяснение и практические рекомендации по устранению этого явления можно найти в работах [2, 3]. Отметим здесь же, что ни в одной из известных нам публикаций других авторов за последние 30–40 лет, посвященных свободному уравниванию геодезических сетей, это явление нигде не упоминается и, соответственно, не дается никаких рекомендаций по борьбе с ним. Может быть именно поэтому интерес к свободному уравниванию в последние годы существенно понизился? А вместо него стали применять в большинстве случаев наложение ог-

раничений на минимальное число параметров сети, соответствующее числу степеней свободы? Других объяснений в голову не приходит, а какие-либо убедительные объяснения в литературе отсутствуют.

Между тем мы не видим альтернативы применению теории свободного уравнивания, основанной на аппарате обобщенно-обратных матриц, при решении задачи фиксации KRF без привлечения какой-либо геолого-геофизической модели. К сожалению, и она не лишена недостатков в ее классической формулировке. И главная трудность ее применения состоит в том, что пункты на земной поверхности, во-первых, распределены неравномерно: большинство VLBI пунктов расположено лишь в Северной Америке и Европе, т.е. на двух литосферных плитах. Во-вторых, и это может быть наиболее серьезно влияющим на стабильность фактором, сами плиты и скорости их движений весьма различаются по величине, что общеизвестно. Поэтому при фиксации или привязке к некоторому среднему значению скоростей плит, что физически и происходит при классической формулировке задачи свободного уравнивания, все решение оказывается смещенным на эту величину, которая, к тому же, оказывается неизвестной.

Эти отрицательные эффекты применения классической теории аппарата обобщенно обратных матриц в геодезии достаточно хорошо видны на примерах обработки космических геодезических сетей, приведенных в ранних работах Герасименко [10, 11]. Они, похоже, преодолены в последних опубликованных работах [1, 12], в которых классические ограничения на сдвиг системы координат путем минимизации суммы скоростей по координатам заменены минимизацией лишь вертикальных составляющих этих скоростей, которые, как сейчас хорошо установлено, в среднем на порядок меньше горизонтальных составляющих. Исследованию этого алгоритма в большей степени и посвящена данная работа.

Вполне естественно, что не все из высказанных выше замечаний или положений беспорны. Но игнорирование или замалчивание накопившихся в данной области вопросов просто недопустимо, поскольку только их разрешение, по нашему мнению, способно в дальнейшем повысить точность и надежность геодезических данных. Современные космические измерительные технологии и накопление измерительной информации это обеспечивают.

А повышение надежности геодезических данных, как отмечалось выше, окажет влияние на существенный прогресс в деле исследования Земли как планеты в целом. В практическом плане для использования спутниковых глобальных навигационных систем типа GPS и GLONASS их разрешение также крайне необходимо.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И АЛГОРИТМ ВЫЧИСЛЕНИЙ

В качестве исходной информации для установления системы KRF и вычисления трехмерных скоростей движений пунктов земной поверхности нами использовано последнее опубликованное NASA глобальное VLBI решение (NASA Goddard Space Flight Center's VLBI terrestrial reference frame solution number 1122, 1999 June), доступное любому пользователю Internet [15]. В обработку взяты все три компонента (продольная, поперечная и псевдо-вертикальная) скоростей изменений 400 базисных векторов, соединяющих 59 пунктов геодезической сети VLBI. В сеть включены лишь пункты, имеющие наиболее длительную историю наблюдений и наибольшее число взаимных связей. Отметим также,

что некоторые пункты (KASHIM34 и KASHIMA, NRAO 140 и NRAO20, OV-VLBA и OVRO 130) по сути совпадают, но наблюдения в них отнесены к различным физическим точкам в пространстве и времени по техническим причинам, в связи с чем они использованы при обработке независимо как отдельные станции, поэтому в результате решения имеют свои собственные скорости движений. В решении ITRF97 для этих пунктов, а также HAYSTACK и WESTFORD, отыскиваются одинаковые скорости движений, что с физической точки зрения не совсем корректно. Результаты ITRF97 для VLBI пунктов доступны по адресу http://lager.ensg.ign.fr/ITRF/ITRF97/results/ITRF97_VLBI.SSC. Этот файл содержит координаты, скорости и их средние квадратические ошибки в прямоугольной системе координат X, Y, Z. Отсутствие полной ковариационной

Таблица 1. Скорости и их средние квадратические ошибки квазистабильных VLBI пунктов (мм/год).

| Номер и название станции | VLBI решение S2001 | | | | | | NUVEL-1A | | Решение ITRF97 | | |
|--------------------------|--------------------|---------------|-------|---------------|------|---------------|----------|-------|----------------|-------|------|
| | dB | σ_{dB} | dL | σ_{dL} | dH | σ_{dH} | dB | dL | dB | dL | dH |
| 7282 ALGOPARK | 4.1 | 0.3 | -18.2 | 0.2 | 3.5 | 0.3 | 3.2 | -17.3 | -0.2 | 16.5 | 0.9 |
| 7614 BR-VLBA | -8.3 | 0.3 | -15.5 | 0.3 | -3.6 | 0.4 | -12.9 | -15.1 | -12.3 | -12.2 | -5.0 |
| 7332 CRIMEA | 12.3 | 0.4 | 25.0 | 0.6 | 3.0 | 1.2 | 9.1 | 23.9 | 9.6 | 23.6 | 0.5 |
| 1515 DSS15 | -3.2 | 0.5 | -20.4 | 0.0 | 0.6 | 0.7 | -12.0 | -12.4 | -6.8 | -15.9 | 0.8 |
| 1545 DSS45 | 55.8 | 0.4 | 17.9 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 54.0 | 17.8 | 52.5 | 19.7 | 0.2 |
| 1565 DSS65 | 16.9 | 0.3 | 18.8 | 0.3 | 1.7 | 0.4 | 15.4 | 18.3 | 14.6 | 19.1 | 1.5 |
| 7613 FD-VLBA | -3.9 | 0.3 | -14.4 | 0.2 | 0.5 | 0.4 | -7.2 | -12.1 | -8.8 | -11.7 | 1.2 |
| 7297 FORTLEZA | 14.0 | 0.3 | -6.4 | 0.3 | -0.3 | 0.3 | 11.5 | -5.4 | 9.9 | -4.1 | 1.8 |
| 7225 GILCREEK | -21.1 | 0.3 | -11.1 | 0.2 | 2.8 | 0.2 | -20.5 | -10.5 | -23.8 | -8.3 | 0.0 |
| 7232 HARTRAO | 17.4 | 0.3 | 17.2 | 0.3 | -2.5 | 0.4 | 19.8 | 20.4 | 16.9 | 18.5 | 2.7 |
| 7218 HATCREEK | -5.4 | 0.4 | -22.1 | 0.3 | 2.6 | 0.9 | -13.5 | -13.2 | -10.5 | -19.0 | 0.4 |
| 7205 HAYSTACK | 7.5 | 0.4 | -16.7 | 0.3 | -0.5 | 0.6 | 5.8 | -16.0 | 3.1 | -15.3 | -1.3 |
| 7618 HN-VLBA | 7.7 | 0.4 | -15.7 | 0.3 | -0.5 | 0.6 | 5.7 | -16.1 | 2.5 | -14.6 | -2.7 |
| 7242 HOBART26 | 56.5 | 0.3 | 14.0 | 0.3 | -0.3 | 0.4 | 54.7 | 12.9 | 53.0 | 15.4 | 1.5 |
| 1856 KASHIMA | -10.6 | 0.2 | -4.9 | 0.3 | -0.6 | 0.3 | -15.5 | 18.7 | -13.2 | -1.5 | -4.8 |
| 1311 KAUAI | 36.5 | 0.3 | -65.6 | 0.3 | 1.7 | 0.4 | 32.3 | -58.2 | 31.2 | -61.1 | 0.8 |
| 7298 KOKEE | 35.1 | 0.3 | -64.9 | 0.3 | 1.2 | 0.3 | 32.3 | -58.2 | 31.2 | -61.1 | 0.8 |
| 7610 KP-VLBA | -6.2 | 0.3 | -15.1 | 0.3 | -1.0 | 0.5 | -10.1 | -12.0 | -10.7 | -12.2 | -1.0 |
| 7611 LA-VLBA | -4.3 | 0.3 | -15.9 | 0.2 | -1.7 | 0.3 | -8.1 | -13.6 | -8.9 | -13.1 | -1.7 |
| 7243 MATERA | 19.6 | 0.2 | 23.7 | 0.3 | -0.3 | 0.3 | 12.5 | 21.6 | 17.4 | 23.5 | -0.4 |
| 7230 MEDICINA | 18.4 | 0.2 | 22.4 | 0.3 | -1.7 | 0.3 | 13.4 | 20.4 | 15.3 | 23.1 | -4.0 |
| 7617 MK-VLBA | 34.4 | 0.3 | -66.1 | 0.3 | -2.6 | 0.4 | 32.1 | -58.4 | 31.3 | -61.6 | -1.9 |
| 7222 MOJAVE12 | -1.6 | 0.3 | -19.0 | 0.2 | -0.8 | 0.3 | -12.0 | -12.4 | -6.8 | -15.9 | -0.8 |
| 7612 NL-VLBA | 1.4 | 0.3 | -17.1 | 0.2 | -3.6 | 0.5 | -2.3 | -16.2 | -3.9 | -14.9 | -3.7 |
| 7547 NOTO | 20.2 | 0.3 | 21.8 | 0.3 | -1.0 | 0.4 | 20.2 | 19.5 | 17.7 | 22.0 | -0.3 |
| 7204 NRAO 140 | 4.3 | 0.4 | -16.8 | 0.3 | 0.0 | 1.1 | 2.5 | -15.2 | 0.2 | -14.5 | -2.0 |
| 7208 NRAO20 | 5.6 | 0.3 | -16.3 | 0.3 | 3.5 | 0.5 | 2.5 | -15.2 | 0.2 | -14.5 | -2.0 |
| 7616 OV-VLBA | -3.5 | 0.3 | -21.3 | 0.3 | -3.4 | 0.5 | -12.5 | -12.7 | -7.8 | -18.0 | -3.9 |
| 7207 OVRO 130 | -1.9 | 0.4 | -21.3 | 0.4 | -2.1 | 1.0 | -12.5 | -12.7 | -7.8 | -18.0 | -3.9 |
| 7234 PIETOWN | -6.3 | 0.3 | -16.1 | 0.2 | 0.6 | 0.3 | -8.8 | -13.0 | -10.9 | -12.9 | 0.7 |
| 7219 RICHMOND | 3.9 | 0.3 | -12.2 | 0.2 | -1.5 | 0.4 | 2.3 | -10.9 | 0.1 | -9.9 | 2.9 |
| 1404 SANTIA12 | 19.4 | 0.5 | 16.7 | 0.4 | 3.7 | 0.8 | 9.3 | -0.9 | 13.4 | 18.0 | 7.9 |
| 7227 SESHAN25 | -13.8 | 0.3 | 31.1 | 0.3 | 1.0 | 0.6 | -13.0 | 21.8 | -15.8 | 33.6 | -1.6 |
| 7223 VNDNBERG | 25.5 | 0.4 | -44.1 | 0.3 | 3.2 | 1.0 | 24.0 | -40.1 | 19.6 | -41.5 | 0.4 |
| 7209 WESTFORD | 7.3 | 0.3 | -16.9 | 0.2 | -0.3 | 0.2 | 5.8 | -16.0 | 3.1 | -15.3 | -1.3 |
| 7224 WETZELL | 15.9 | 0.2 | 20.6 | 0.3 | -0.3 | 0.3 | 13.2 | 20.0 | 13.4 | 20.2 | -2.2 |

Таблица 2. Скорости и их средние квадратические ошибки мобильных VLBI пунктов (мм/год).

| Номер и название станции | VLBI решение S2001 | | | | | | NUVEL-1A | | Решение ITRF97 | | |
|--------------------------|--------------------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|----------|-------|----------------|-------|------|
| | dB | σ_{dB} | dL | σ_{dL} | dH | σ_{dH} | dB | dL | dB | dL | dH |
| 7203 EFLSBERG | 16.0 | 0.3 | 19.8 | 0.3 | 5.9 | 0.7 | 14.1 | 18.6 | 13.9 | 18.9 | -1.4 |
| 7266 FORT ORD | 25.5 | 1.4 | -42.2 | 1.1 | 6.1 | 6.6 | 24.4 | -38.4 | 21.5 | -41.2 | 12.2 |
| 7108 GGAO7108 | 4.6 | 0.6 | -16.5 | 0.6 | -2.6 | 2.7 | 3.7 | -15.2 | 1.4 | -14.5 | -0.2 |
| 7263 JPL MV1 | 10.4 | 1.1 | -39.5 | 0.9 | 6.8 | 6.1 | 23.1 | -39.9 | 8.6 | -34.3 | -2.0 |
| 1857 KASHIM34 | -10.8 | 0.4 | -4.7 | 0.4 | -6.7 | 0.9 | -15.5 | 18.7 | -13.2 | -1.5 | -4.8 |
| 7278 KODIAK | -15.2 | 1.1 | -16.4 | 1.1 | -0.2 | 5.4 | -21.4 | -8.4 | -15.7 | -14.1 | 3.2 |
| 4968 KWAJAL26 | 27.6 | 1.5 | -73.8 | 1.2 | -2.2 | 3.8 | 28.0 | -65.2 | 23.8 | -69.9 | -6.2 |
| 7274 MON PEAK | 16.2 | 0.7 | -46.3 | 0.6 | -4.5 | 3.0 | 22.4 | -40.8 | 15.6 | -39.0 | 1.8 |
| 7331 NYALES20 | 14.8 | 0.2 | 11.8 | 0.3 | 6.2 | 0.4 | 13.3 | 12.7 | 14.1 | 10.0 | 0.5 |
| 7245 OHIGGINS | 9.8 | 1.2 | 11.4 | 1.1 | 4.9 | 2.8 | 22.5 | 12.5 | 9.1 | 15.2 | 13.3 |
| 7213 ONSALA60 | 15.1 | 0.2 | 17.9 | 0.3 | 4.3 | 0.3 | 13.3 | 18.3 | 13.2 | 17.2 | 1.5 |
| 7256 PINFLATS | 7.9 | 0.8 | -32.1 | 0.7 | -4.8 | 6.3 | 22.4 | -40.1 | 3.1 | -28.2 | 2.2 |
| 7258 PLATTVIL | -6.3 | 0.6 | -17.7 | 0.6 | 3.9 | 3.1 | -7.5 | -15.0 | -8.6 | -14.1 | -2.2 |
| 7252 PRESIDIO | 12.3 | 0.8 | -34.2 | 0.8 | -11.0 | 4.1 | -13.9 | -12.3 | 8.0 | -31.2 | -8.4 |
| 7251 PT REYES | 22.8 | 0.7 | -38.3 | 0.6 | 7.7 | 3.3 | 24.9 | -37.3 | 17.2 | -35.1 | 14.5 |
| 7221 QUINCY | -4.0 | 0.6 | -24.5 | 0.6 | 4.7 | 3.6 | -13.4 | -13.0 | -8.2 | -20.3 | 0.6 |
| 7615 SC-VLBA | 15.3 | 0.4 | 9.0 | 0.3 | 4.6 | 0.7 | 10.1 | 3.8 | 10.1 | 10.3 | 3.2 |
| 7280 SNDPOINT | -18.6 | 1.7 | -12.0 | 1.3 | -22.5 | 6.6 | -22.5 | -5.7 | -23.3 | -12.4 | -0.6 |
| 7602 TROMSONO | 14.5 | 1.4 | 28.6 | 1.0 | 9.7 | 5.0 | 12.1 | 16.9 | 14.9 | 12.9 | -0.2 |
| 7330 URUMQI | 4.9 | 1.3 | 30.7 | 2.3 | -10.1 | 4.3 | -5.4 | 24.8 | 6.6 | 30.1 | -0.2 |
| 7333 YEBES | 16.2 | 0.7 | 16.1 | 0.6 | -16.1 | 2.2 | 15.3 | 18.5 | 12.8 | 19.7 | -4.8 |
| 7296 YLOW7296 | -9.4 | 0.4 | -19.6 | 0.3 | 6.2 | 0.7 | -11.1 | -18.6 | -12.9 | -16.3 | 4.2 |
| 7894 YUMA | -7.1 | 1.2 | -15.6 | 1.1 | 16.4 | 7.1 | -11.0 | -12.0 | -12.0 | -12.1 | 16.3 |

матрицы координат пунктов, к сожалению, не позволяет по этим данным оценить точность топосцентрических подвижек, т.е. по широте В, долготе L и высоте H, хотя вычислить сами подвижки dB, dL и dH не представляет сложности. Краткое описание решения ITRF97 содержится в [14].

Наше решение, для краткости обозначенное S2001, представлено для квазистабильных пунктов в табл. 1 и мобильных в табл. 2. При решении использован алгоритм, описанный в работах [1] и [12]. При этом приняты в учет все рекомендации по обеспечению устойчивости решения, обоснованные в работах [2, 3]. Решение системы нормальных уравнений с ограничениями на вертикальные составляющие подвижек квазистабильных пунктов выполнено методом спектрального разложения матриц по собственным значениям и векторам при помощи [4] хорошо известных процедур tred2 и tq12.

Во избежание какого-либо случайного влияния геолого-геофизической модели на систему отсчета отбор квазистабильных пунктов выполнялся строго по формальному признаку: поскольку современная точность определения скоростей движений VLBI пунктов лежит обычно в пределах 1–2 мм/год, пункт считался квазистабильным, если ошибка определения его скорости по высоте не превосходила $\sigma_{dH}^0 = 2$ мм/год, а сама подвижка по

модулю была $|dH| \leq 2\sigma_{dH}^0 = 4$ мм/год. Возможны, естественно, и другие численные критерии, но вариация величины $|dH|$ в пределах от 1 мм/год до 5 мм/год, как показали эксперименты, приводит к изменению скоростей подвижек лишь в пределах 1мм/год и даже менее, что можно считать не выходящими за пределы точности определения.

При реализации S2001 не накладывалось каких-либо дополнительных ограничений на ориентацию системы координат, поскольку эта информация уже содержится в исходных измеренных поперечных и псевдовертикальных составляющих изменений базисных линий, т.е. при фиксации системы координат накладывались лишь ограничения на ее трансляцию.

О надежности полученного решения позволяет судить, например, тот факт, что некоторые измеренные скорости изменений базисных линий в решении NASA [15] имели нулевые ошибки. Это, как известно, при уравнивании использованным нами параметрическим способом теоретически приводит к вырожденности системы нормальных уравнений. Замена нами нулевых ошибок на значения 0,01 мм/год (практически это нулевые ошибки) дала спектральное число обусловленности нормальной системы 693000, т.е. система уравнений осталась практически вырожденной для примененного нами метода реше-

ния. Увеличение ошибок до 0,1 мм/год привело к уменьшению обусловленности до 37000, что уже практически приемлемо [2]. Эти решения были получены при использовании ограничений на вариации высот квазистабильных пунктов в пределах $|dH| < 2$ мм/год, в результате чего общее число квазистабильных пунктов равнялось всего 24. Сравнение же двух решений показало, что они практически идентичны: все топоцентрические подвижки, например, оказались равными с точностью до 0,05 мм/год за исключением вертикальных составляющих пунктов SNDPOINT и TROMSONO, для которых различия составили 0,11 и 0,16 мм/год, соответственно, при точности их определения 6,6 и 5,0 мм/год.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕШЕНИЙ

Сравнение статистических характеристик разностей скоростей движений пунктов, полученных из различных решений и моделей, позволяет выявить качество того или иного решения. Подобное сравнение для решений GSFC93, GSFC95, ITRF93, ITRF94, ITRF96 и моделей NUVEL-1 и NUVEL-1A приведено, например, в работе [19] с целью исследования деформаций литосферных плит вблизи их границ. Здесь мы по сути приводим аналогичный анализ только для сравнения качества решений S2001, ITRF97, введя в рассмотрение дополнительные статистические характеристики распределений: эксцесс и скошенность, которые характеризуют остро (плоско)вершинность и асимметрию распределения [17]. Статистические характеристики вычислены по разностям скоростей движений идентичных пунктов и их средним квадратическим ошибкам для составляющих движений по прямоугольным координатам X, Y, Z и геодезическим координатам B, L, H. Отметим, что для решения ITRF97 ошибки топоцентрических скоростей отсутствуют, как указывалось выше, поэтому вычисленные подвижки для этой системы координат считались равноточными, что в некоторой степени искажает результаты. Результаты наших вычислений для всех пунктов сети представлены в табл. 3, по данным которой видно, что независимое по отношению к модели NNR NUVEL-1A решение S2001 по качеству в среднем незначительно уступает решению ITRF97, привязанному к этой модели.

Несколько иная картина наблюдается для разностей скоростей, полученных из решений S2001 и ITRF97. В целом, во-первых, из последнего столбца табл. 3 следует, что наши результаты и результаты ITRF97 ближе друг к другу, чем к модели NNR NUVEL-1A. Особенно хорошо это видно на численных значениях эксцесса и скошенности, которые пренебрегаемы по сравнению с ошибками их определе-

ния 1,28 и 0,5 соответственно. Но взвешенное среднее, которое характеризует сдвиг системы координат, показывает, что S2001 и ITRF97 сдвинуты друг относительно друга на значительно большую величину чем ITRF97 сдвинута относительно модели. По величинам взвешенного среднего видно, что фактически начало отсчета модели NNR NUVEL-1A лежит между началами S2001 и ITRF97, причем ITRF97 уклоняется от NNR NUVEL-1A существенно меньше, что обусловлено ее специальной привязкой к этой модели. Теоретически при одинаковом наборе непосредственной измерительной информации разность уклонений S2001 и ITRF97 относительно NNR NUVEL-1A должна равняться разности S2001 и ITRF97, поэтому наблюдающееся в табл. 3 сравнительно небольшое расхождение от этого правила легко объясняется именно различием в исходной информации, использованной для реализации S2001 и ITRF97. Кроме того, S2001 использует только VLBI информацию, в то время как для реализации ITRF97 дополнительно взяты в учет данные SLR, GPS и DORIS, что, как нам представляется, в целом должно было бы более существенно повысить точность ITRF97 по отношению к NNR NUVEL-1A. Тем более, что ITRF97 к этой модели привязана.

Можно было бы ожидать, что эти характеристики окажутся значительно лучше, если их вычислить только для квазистабильных пунктов. На самом деле они оказались в большинстве меньше лишь на несколько процентов от приведенных в табл. 3, поэтому здесь не приводятся.

Более детальный анализ показал, что некоторые уклонения решений S2001 и ITRF97 от модели NNR NUVEL-1A существенно превосходят их средние квадратические уклонения. Поэтому, отбрасывая (опять по формальному признаку) информацию для пунктов KASHIMA и SANTIA12, для которых эти уклонения превосходят утроенное среднее квадратическое уклонение, аналогичные табл. 3 характеристики были подсчитаны для остальных квазистабильных пунктов (табл. 4).

Сравнение данных табл. 4 и табл. 3 показывает, что характеристики расхождений решений S2001 и ITRF97 практически не изменились, и это естественно. По сравнению же с моделью NNR NUVEL-1A почти все характеристики, кроме взвешенных средних, существенно уменьшились. Эксцесс и скошенность уменьшились до величин, которые позволяют считать их несущественными, т.е. распределение уклонений не отличается от гауссовского. Из сказанного следует вывод, что движения пунктов, лежащих вблизи границ литосферных плит (а именно к ним относятся KASHIMA и SANTIA12) значи-

Таблица 3. Статистические характеристики разностей решений S2001, ITRF97 и модели NNR NUVEL-1A для всех VLBI пунктов.

| | S2001 – NUVEL-1A | | ITRF97 – NUVEL-1A | | S2001 – ITRF97 |
|-----------------------------|------------------|-------|-------------------|-------|----------------|
| | X,Y,Z | B,L,H | X,Y,Z | B,L,H | X,Y,Z |
| СКО (мм/год) | 4.54 | 4.55 | 3.99 | 5.65 | 1.94 |
| | 4.97 | 6.26 | 3.89 | 6.27 | 2.81 |
| | 3.59 | 2.41 | 2.66 | 4.61 | 4.03 |
| Взвешенное среднее (мм/год) | -0.88 | 3.06 | 0.23 | -0.69 | -1.48 |
| | 2.32 | -2.41 | 0.54 | -0.53 | 1.84 |
| | 2.74 | 0.40 | -1.06 | 0.35 | 3.77 |
| Эксцесс $\sigma=1,28$ | 11.18 | 0.53 | 5.70 | 5.22 | 0.36 |
| | 6.44 | 6.27 | 3.42 | 3.84 | 0.16 |
| | 0.42 | 0.62 | 0.29 | 3.45 | -0.65 |
| Скошенность $\sigma=0.50$ | 2.94 | 0.40 | 1.86 | 0.32 | 0.21 |
| | 2.05 | -1.49 | 1.49 | -0.73 | 0.59 |
| | 0.61 | 0.75 | 0.34 | 1.64 | -0.01 |

Таблица 4. Статистические характеристики разностей решений S2001, ITRF и модели NNR NUVEL-1A для квазистабильных VLBI пунктов (пункты KASHIMA и SANTIА12 опущены).

| | S2001 – NUVEL-1A | | ITRF97 – NUVEL-1A | | S2001 – ITRF97 |
|-----------------------------|------------------|-------|-------------------|-------|----------------|
| | X,Y,Z | B,L,H | X,Y,Z | B,L,H | X,Y,Z |
| СКО(мм/год) | 2.67 | 4.28 | 2.24 | 2.77 | 1.90 |
| | 4.03 | 4.05 | 2.69 | 3.16 | 2.67 |
| | 3.18 | 1.84 | 2.37 | 2.09 | 3.90 |
| Взвешенное среднее (мм/год) | -1.98 | 3.16 | -0.42 | -0.56 | -1.67 |
| | 2.06 | -2.03 | 0.37 | 0.08 | 1.80 |
| | 2.42 | 0.03 | -1.23 | -0.74 | 3.70 |
| Эксцесс $\sigma=1.68$ | 0.66 | 0.35 | 1.59 | -0.13 | -0.03 |
| | -0.17 | 0.33 | -0.10 | 3.75 | -0.73 |
| | 1.77 | 0.72 | 0.70 | -0.58 | 0.33 |
| Скошенность $\sigma=0.66$ | -0.26 | 0.80 | -0.93 | 1.02 | 0.05 |
| | 0.51 | 0.08 | 0.29 | 0.94 | -0.24 |
| | 0.97 | 0.70 | 1.01 | -0.25 | 0.62 |

тельно отличаются от движений соответствующих жестких плит, предсказываемых геофизической моделью. Данный вывод в целом подтверждает опубликованные ранее исследования [19] и других авторов, что литосферные плиты испытывают существенные деформации вблизи их границ (в пределах 300–500 км).

Сравнение средних квадратических ошибок скоростей движений пунктов S2001 и аналогичного решения [12] показывает, что точность S2001 существенно выше. Причинами этого является большая продолжительность наблюдений во времени и большее количество измеренных базисных линий (400 вместо 340). Несущественное увеличение ошибок отдельных компонент скоростей на некоторых пунктах объясняется уменьшением количества их

связей с другими пунктами из-за изменения геометрии сети: в решении S2001 использован несколько иной набор VLBI пунктов.

Аналогично работе [10], по двум методикам нами сделана оценка возможного изменения радиуса Земли. Это изменение получилось равным $(-0,27 \pm 0,08)$ мм/год и $(-0,29 \pm 0,12)$ мм/год, т.е. такая тесная сходимость результатов по двум методикам свидетельствует о корректности фиксации KRF. Само значение изменения радиуса Земли сравнимо с ошибками его определения и в пределах точности практически совпадает с аналогичным предыдущим определением [12] и определениями других авторов. Иначе говоря, какого-либо существенного и измеримого на современном уровне достигнутой точности изменения размеров Земли не наблюдается, поэтому пришло время покончить со всякими спекуляциями в этом отношении, утверждающими об уменьшении радиуса Земли до 10 мм/год и даже более. О значительном расширении Земли на современном этапе также речи быть не может.

До сих пор в литературе встречаются также споры о большем соответствии геодезических данных геологическим моделям NUVEL-1A или NUVEL-1.

Нами подсчитаны аналогичные табл.3 характеристики уклонений решений S2001и ITRF97 относительно модели NNR NUVEL-1, представленные в табл. 5. Сравнение данных табл. 3 и табл. 5 показывает, что по средним квадратическим отклонениям решение S2001 несколько ближе к NUVEL-1, в то время как ITRF97 – к NUVEL-1A. В целом же отдать предпочтение той или иной модели на основе всех приведенных здесь характеристик пока не представляется возможным.

Таблица 5. Статистические характеристики разностей решений S2001, ITRF97 и модели NNR NUVEL-1 для всех VLBI пунктов.

| | S2001 – NUVEL-1 | | ITRF97 – NUVEL-1 | |
|-----------------------------|-----------------|-------|------------------|-------|
| | X,Y,Z | B,L,H | X,Y,Z | B,L,H |
| СКО (мм/год) | 4.44 | 4.58 | 4.06 | 6.10 |
| | 4.77 | 6.03 | 3.98 | 6.33 |
| | 3.54 | 2.41 | 2.94 | 4.61 |
| Взвешенное среднее (мм/год) | -0.18 | 2.74 | 0.95 | -0.97 |
| | 1.81 | -2.08 | 0.15 | -0.14 |
| | 2.48 | 0.40 | -1.25 | 0.35 |
| Эксцесс $\sigma=1.28$ | 12.45 | 0.39 | 5.62 | 4.47 |
| | 8.40 | 8.81 | 4.12 | 4.28 |
| | 0.74 | 0.62 | 0.31 | 3.45 |
| Скошенность $\sigma=0.50$ | 3.12 | 0.47 | 1.88 | 0.29 |
| | 2.26 | -1.97 | 1.65 | -0.90 |
| | 0.68 | 0.75 | 0.40 | 1.64 |

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Алгоритм фиксации трехмерной референционной системы координат путем минимизации суммы вертикальных составляющих скоростей движений пунктов космических геодезических сетей по своим свойствам не уступает методике, принятой при реализации ITRF97.

2. Решения S2001 и ITRF97 значительно ближе друг к другу, чем к геофизической модели NNR NUVEL-1A.

3. Вычисленное по VLBI данным изменение радиуса Земли равно $\sim (-0.3 \pm 0.1)$ мм/год, т.е. сопоставимо с точностью его определения. Во всяком случае, полученный результат убедительно подтверждает ранее сделанные выводы, что возможное изменение радиуса Земли существенно меньше 1 мм/год, поэтому пришло время полностью покончить со всякими дискуссиями о возможности его изменения в пределах сантиметров.

4. Учитывая, что алгоритм, принятый при реализации S2001, полностью свободен от влияния какой-либо геолого-геофизической модели, он имеет несомненные преимущества перед другими алгоритмами с точки зрения изучения глобальных геофизических процессов. Приведенные в данной работе скорости движения пунктов следует считать лишь как пример, иллюстрирующий использованный алгоритм, так как все результаты могут быть улучшены путем привлечения в совместную обработку всех измерений, включая VLBI, SLR, GPS, DORIS, а также традиционную геодезическую информацию о локальных движениях пунктов земной поверхности, как это сделано при реализации ITRF.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Один из авторов этой работы (М.Д. Герасименко) выражает искреннюю благодарность Институту сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета (г. Саппоро, Япония) за представленную возможность завершить данное исследование во время его пребывания в Хоккайдском университете.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасименко М.Д. Алгоритм фиксации трехмерной кинематической системы отсчета для изучения движений литосферных плит по геодезическим данным // Геодезия и картография. 1998. № 8. С. 27–34.
- Герасименко М.Д. Оптимальное проектирование и уравнивание геодезических сетей. М.: Наука, 1992. 160 с.
- Герасименко М.Д. Современный метод наименьших квадратов с геодезическими приложениями. Владивосток: Дальнаука, 1998. 100 с.
- Уилкинсон, Райнш. Справочник алгоритмов на языке АЛГОЛ. Линейная алгебра. М.: Машиностроение, 1976. 389 с.
- Argus D.F., Gordon R.G. No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. P. 2039–2042.
- Argus D.F., Peltier W.R., Watkins M.M. Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, N B12. P. 29077–29093.
- Boucher C., Altamini Z., Feissel M., Sillard P. Results and Analysis of the ITRF94 // IERS Tech. Note 20. Int. Earth Rotation Serv. Paris, 1996. P. 1–13.
- Boucher C., Altamini Z., Sillard P. Results and Analysis of the ITRF96 // IERS Tech. Note 24. Int. Earth Rotation Serv. Paris, 1998. P. 1–13.
- Davies P., Blewitt G. Methodology for global geodetic time series estimation: A new tool for geodynamics // J. Geophys. Res. 2000. V. 105, N B5. P. 11083–11100.
- Gerasimenko M.D. A few geodetic arguments in favour of hypothesis of expanding Earth // Far Eastern Mathematical Reports. 1997. N 3. P. 69–79.
- Gerasimenko M.D. Modelling of the change of Earth dimensions and deformations from space tracking data // Proc. of the CRCM'93, Kobe, Dec. 6–11, 1993. Special Issue of the J. Geod. Soc Jap. Kyoto, 1994. P. 215–217.
- Gerasimenko M.D., Kato T. Establishment of a three-dimensional kinematic reference frame by space geodetic measurements // Earth, Planets and Space. 2000. N 52. P. 959–963.
- Heki K. Horizontal and vertical crustal movements from a three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, N B2. P. 3187–3198.
- ITRF97, <http://lager.ensg.ign.fr/ITRF/ITRF97/itrf97-in/itrf97-in.html>.
- NASA Goddard Space Flight Center VLBI Group, 1999. Data products available electronically at <http://lupus.gsfc.nasa.gov/global>.
- Peltier W.R. VLBI baseline variations from the ICE-4G model of postglacial rebound // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 465–468.
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes in C: the art of scientific computing. Cambridge University Press. New York, Oakleigh, 1992. 994 p.
- Sillard P., Altamini Z., Boucher C. The ITRF96 realization and its associated velocity field // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 3223–3226.
- Takahashi Y. Differences of station velocities obtained by GSFC and IERS from those predicted by the nnr-NUVEL1A model and crustal deformation near plate boundaries // J. Geod. Soc Jap. 1999. V. 45, N 1. P. 9–29.

M. D. Gerasimenko, and Minoru Kasahara

Tectonic plate motion and deformation by space geodesy measurements (on the question of fixing kinematics reference frame).

The purpose of this research is investigation of a new algorithm for fixing the three-dimensional kinematics reference frame of space geodetic stations in which only vertical components of quasi-stable site velocities for every X, Y, Z direction are used. This kinematic reference frame does not depend upon any geological plate model and thus is free from the errors coming from the uncertainties of such a model. On the contrary, it is possible to verify such plate model as NNR NUVEL-1A using only geodetic information itself. The algorithm has been applied to the VLBI data (NASA GSFC VLBI terrestrial reference frame solution number 1122, June, 1999). We have used for the analysis the estimated rate of change of 400 baseline vectors between 59 VLBI sites. We have found fairly close agreement between our solution and international terrestrial reference frame solution ITRF97. That is the KRF can be fixed exclusively using space based measurement itself. Our solution almost does not yield ITRF97 solution in respect of NNR NUVEL-1A plate model. It is despite of the fact that ITRF97 network coverage the largest set of globally distributed VLBI, SLR, DORIS and GPS terrestrial space geodesy stations. In addition, we have found that the most likely change of the Earth's radius is near $-0,3$ mm/yr with estimated error $0,1$ mm/yr that is in good agreement with reliably established determinations of this value.

ЭВОЛЮЦИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

А.В. Парфеев, В.А. Саньков, А.И. Мирошниченко, А.В. Лухнев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

На основе тектонофизического анализа тектонической трещиноватости исследована эволюция напряженного состояния Монголо-Байкальского подвижного пояса, являющегося отрезком формирующейся границы между Евразийской и Амурской плитами. Проведена типизация полей палеонапряжений с использованием пространственных характеристик трехкомпонентного тензора и стресс-отношения $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений. Показано, что структуры центральной части Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточного фланга развивались в условиях сдвигового режима деформирования на начальном этапе рифтогенеза и режимов растяжения и транстенсии – на позднем. Поле напряжений юго-западного фланга рифтовой системы эволюционировало от транстензионного и сдвигового режимов к транспрессионному. Выявлен относительно кратковременный эпизод сжатия в северо-западном направлении (конец позднего миоцена – начало плиоцена), предшествующий этапу быстрого рифтогенеза. Неотектонические структуры Северной Монголии и Тувы развивались в условиях режимов сжатия и транспрессии с тенденцией к увеличению сдвиговой компоненты смещений по главным разломам при сжатии в север-северо-восточном направлении.

Ключевые слова: поля напряжений, режимы деформирования, неотектонический этап, Монголо-Байкальский подвижный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Байкальский подвижный пояс (МБПП), в который входят пространственно сопряженные и генетически связанные Байкальская рифтовая система (БРС) и транспрессионные структуры Северной Монголии, является частью межплитной границы, разделяющей Евразийскую и Амурскую [7] плиты (рис. 1). Одно то, что активно развивающаяся и изолированная от мировой рифтовой системы структура растяжения (БРС) располагается внутри области общего глобального сжатия, действующего в Азии, неизбежно ставит вопрос об ее происхождении. Несмотря на то, что к настоящему времени накоплен большой фактический материал по истории осадконакопления, развития рельефа, глубинному строению и разломной тектонике, этот вопрос до сих пор является дискуссионным. Не потеряли своей актуальности обе главные гипотезы, объясняющие происхождение неотектонических структур в центральной части Азии. Высказывались мнения о решающей роли поднятия и растекания разогретого вещества мантии в формировании внутриконтинентальных неотектонических структур [1, 38]. Другие исследователи отдавали предпочтение процессам сжатия во время Индо-Азиатской коллизии, которые, по их мнению, и привели к образованию громадного внут-

риконтинентального пояса, от поднятия Гималаев – на юге и до Байкальской рифтовой системы – на севере [7, 39].

Возможным подходом к решению указанных проблем является исследование напряженного состояния земной коры в зонах разломов тектонофизическими методами с использованием данных о кинематических характеристиках малоамплитудных разрывных нарушений и учетом последовательности деформаций. Вместе с данными о современном напряженном состоянии земной коры, получаемыми путем анализа фокальных механизмов землетрясений, применение этих методов позволит охарактеризовать отдельные этапы эволюции структур Монголо-Байкальского подвижного пояса и приблизиться к пониманию механизма формирования сопряженных структур растяжения и сжатия. Примером такого подхода является публикация [9], авторам которой удалось выделить шесть фаз деформирования для Кавказского сектора Альпийского пояса в плиоцен-четвертичное время и предложить новую модель формирования структур его северного обрамления.

Напряженное состояние земной коры исследуемого нами региона по геолого-структурным данным впервые было охарактеризовано в работах С.И.Шермана и Ю.И. Днепровского [28, 29] по Бай-

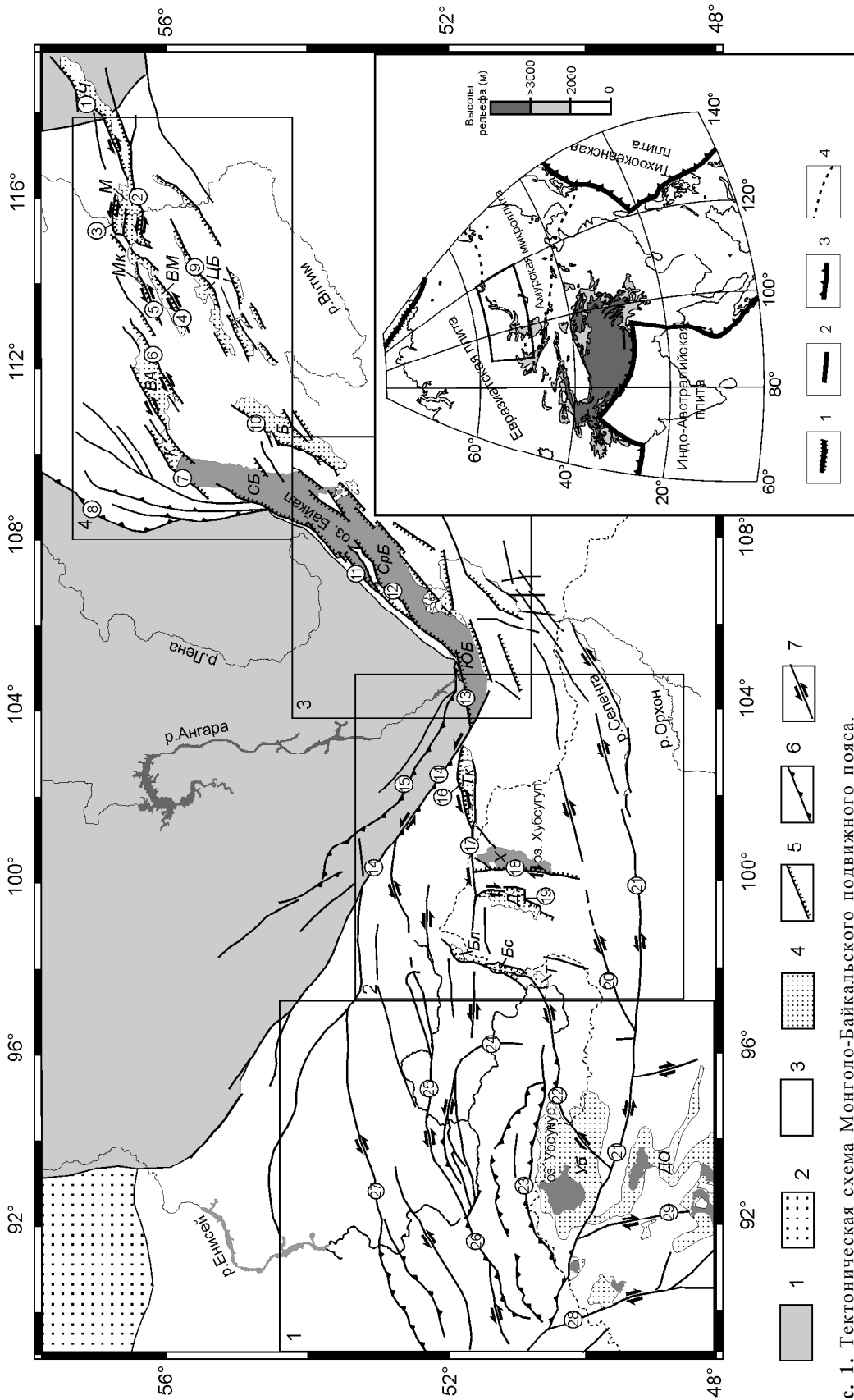


Рис. 1. Тектоническая схема Монголо-Байкальского подвижного пояса.

1 – Сибирская платформа; 2 – Западно-Сибирская складчатая область; 3 – Саяно-Байкальская складчатая область; 4 – кайнозойские впадины: Уб – Убеунурская, ДО – Долино-озерская; рифтовые впадины: Ч – Чарская, М – Муйская, Мк – Муяканская, ВМ – Верхнемуйская, ВА – Верхнеангарская, К – Китчерская, ЦБ – Ципо-Баунтовская, Бс – Баргузинская, СБ – Северо-Байкальская, ЮБ – Южно-Байкальская, Тк – Тункинская, Х – Хубсугульская, Д – Дархатская, Бс – Бусийнгольская, Бл – Белинская, Т – Терехольская; 5-7 – разломы: 5 – сбросы, 6 – взросы и надвиги, 7 – сдвиги, цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Кодарский, 2 – Южно-Муйский, 3 – Северо-Муйский, 4 – Верхнемуйский, 5 – Муяканский, 6 – Верхнеангарский, 7 – Китчерский, 8 – Ачитканский, 9 – Ципо-Баунтовский, 10 – Баргузинский, 11 – Приморский, 12 – Морской, 13 – Обручевский, 14 – Главный Саянский, 15 – Краевой, 16 – Тункинский, 17 – Байкало-Мондинский, 18 – Хубсугульский, 19 – Дархатский, 20 – Цэцэрлэцкий, 21 – Болнайский (Хангайский), 22 – Эрзино-Агардацкий (Сангиленский), 23 – Южно-Таннуольский, 24 – Каахемский, 25 – Оттугтайгино-Азасский, 26 – Саяно-Гувинский, 27 – Кандатский, 28 – Кобдинский, 29 – Предалтайский. Полям 1, 2, 3, 4 соответствуют рис. 3г, 3в, 3б, 3а.

На врезке: 1 – зоны раздвига, 2 – зоны сдвига, 3 – зоны поддвига литосферных плит, 4 – границы Амурской микроплиты.

кальской рифтовой системе, где для анализа были применены широко известные методы М.В. Гзовского [3] и П.Н. Николаева [13]. Было установлено, что на юго-западном и северо-восточном флангах БРС преобладают поля напряжений сдвига-раздвигового типа, а в центральной ее части доминируют раздвиговые поля напряжений. При этом авторами был сделан вывод о стабильности поля напряжений на этой территории во второй половине кайнозоя.

Детальные геолого-структурные исследования в районе Верхнеангарско-Муйской междупадинной перемычки северо-восточного фланга БРС [20] позволили сделать вывод о том, что сдвиговые и раздвиго-сдвиговые поля напряжений на позднеорогенном этапе (поздний плейстоцен – голоцен) сменились сдвига-раздвиговыми, современное же поле напряжений по сейсмологическим данным характеризуется преимущественным распространением землетрясений с механизмами очагов раздвигового типа. Ориентировка оси растяжения как по геологическим, так и по сейсмологическим данным на региональном уровне остается постоянно северо-западной.

Позднее, реконструкция полей напряжений по большому массиву данных о тектонической трещиноватости для центральной части рифтовой системы с применением кинематических методов анализа была проведена в работах [20, 34, 41]. Выявлены основные закономерности эволюции поля напряжений от преимущественно сдвигового на раннем этапе рифтогенеза до поля растяжения – на позднем.

В настоящей работе сделана попытка обобщить как ранее полученные, так и новые данные по более обширной территории, включающей всю Байкальскую рифтовую систему, поднятия Восточного Саяна и Хамар-Дабана, сдвиговую систему Северной Монголии и центральную часть Алтае-Саянской

горной области, что в целом соответствует Монголо-Байкальскому подвижному поясу. Изученность указанных районов неравномерна, и основной упор сделан на освещение закономерностей напряженного состояния юго-западного фланга БРС и прилегающих к нему территорий, поскольку этот район является переходной зоной между сопряженными структурами сжатия и сдвига Северной Монголии и структурами растяжения Байкальского рифта.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ СТРЕСС-ТЕНЗОРОВ

Исследование палео- и современных полей напряжений БРС и прилегающих к ней территорий проводилось на основе использования данных о тектонической трещиноватости и механизмах очагов землетрясений. Стресс-тензоры рассчитывались по единой методике с применением программного комплекса TENSOR [33], ядром которого является метод Ж.Анжелье [32]. Программа позволяет производить расчет четырех параметров стресс-тензора, которые характеризуют режим деформирования. Рассчитываются положения осей главных нормальных напряжений – максимального сжимающего напряжения σ_1 , промежуточного сжимающего напряжения σ_2 , минимального сжимающего напряжения σ_3 и величина стресс-отношения $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений. Метод позволяет разделять всю совокупность анализируемых трещин на группы, смещения по которым происходили на различных этапах деформации, и для каждой реконструировать свой стресс-тензор. Полученные трехкомпонентные тензоры классифицируются по системе, предложенной в [36]. В ней выделяется три главных режима деформирования: растяжение, сдвиг и

| Тип стресс-тензора | РАСТЯЖЕНИЕ | | | | СДВИГ | | | СЖАТИЕ | | | | | |
|--------------------|-----------------------|-------------------|-----------------|--------------|------------------|---------------|-------------------|--------|------|------|------|------|------|
| Стресс-символ | | | | | | | | | | | | | |
| Стресс-отношение R | 0.00 | 0.25 | 0.50 | 0.75 | 1.00 | 0.75 | 0.50 | 0.25 | 0.00 | 0.25 | 0.50 | 0.75 | 1.00 |
| Стресс-режим | Радиальное РАСТЯЖЕНИЕ | Чистое РАСТЯЖЕНИЕ | ТРАНС-ТЕНСИВНЫЙ | Чистый СДВИГ | ТРАНС-ПРЕССИВНЫЙ | Чистое СЖАТИЕ | Радиальное СЖАТИЕ | | | | | | |
| Стресс-индекс R' | 0.00 | 0.25 | 0.50 | 0.75 | 1.00 | 1.25 | 1.50 | 1.75 | 2.00 | 2.25 | 2.50 | 2.75 | 3.00 |
| Соотношение R' и R | R'=R | | R'=2-R | | | R'=2+R | | | | | | | |

Рис. 2. Классификация стресс-тензоров, по [34].

Стресс-символы с горизонтальными проекциями главных осей напряжений (S_{Hmax} – темное и S_{Hmin} – светлое) как функции значений стресс-отношения R. Длина стрелок отражает величину горизонтальных девиаторных напряжений относительно изотропного напряженного состояния.

сжатие. Каждый из основных режимов в свою очередь классифицируется в зависимости от значения стресс-отношения R , которое изменяется от 0 до 1 (рис. 2).

Режим деформирования может быть выражен также и через стресс-индекс R' , предложенный в [34]. Стресс-индекс R' изменяется от 0 до 3, и, в отличие от стресс-отношения R , полностью соответствует режиму деформирования.

Результаты проведенных реконструкций полей напряжений по геолого-структурным данным и сопоставление их с современными полями напряжений, рассчитанными по данным о механизмах очагов землетрясений, позволили выявить основные тенденции в эволюции напряженного состояния верхней коры различных частей МБПП на неотектоническом этапе развития.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ СТРЕСС-ТЕНЗОРОВ И СТАДИЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Палеонапряженное состояние МБПП

Северо-восточный фланг БРС

Дополнительно к ранее опубликованным данным по Северо-Байкальской, Кичерской и Баргузинской впадинам [20, 41] нами была проведена реконструкция стресс-тензоров по данным о трещиноватости, собранным в районе Верхнеангарско-Муйской междувпадинной перемычки. Результаты реконструкций (рис. 3а) подтверждают сделанные ранее выводы по данным других методов [20] об этапности эволюции поля напряжений во времени. Основное поле, которое характеризует большинство трещин, является сдвиговым с тенденцией к трансензионному (сдвиг с растяжением) с северо-восточной ориентированной осью сжатия и северо-западной осью растяжения (т. н. 106). Анализ последовательностей образования штрихов скольжения на плоскостях трещин позволил установить более позднее поле напряжений, характеризующее трансензионный режим (т. н. 108) также с северо-западным растяжением и северо-восточным сжатием. Самым поздним является поле напряжений чистого растяжения, ориентированного в северо-западном направлении, полученное по трещиноватости, связанной с Итыкитской [23] сейсмодислокацией, и согласующееся с данными о современном поле напряжений этого района (т. н. 107).

Характер эволюции поля напряжений во времени можно видеть из сопоставления гистограмм распределения значений R' стресс-тензоров палео- и современных полей напряжений (рис. 4а). Основной максимум для стресс-тензоров палеонапряжений приходится на режимы сдвига и трансенсии (сдвиг с растяжением) (R' изменяется от 1.1 до 1.7). Максимум R' для современных полей напряжений падает

на режимы растяжения и трансенсии (растяжение со сдвигом), для которых его значение изменяется от 0.2 до 0.8.

Временная нестабильность поля напряжений с изменением ориентировок основных осей в позднем кайнозое установлена для Удоканского вулканического поля, находящегося в крайней восточной части северо-восточного фланга БРС. Эта нестабильность была зафиксирована ранее исследованиями С.В.Расказова [1, 15, 19] по анализу ориентировок разновозрастных базальтовых даек и магмовыводящих каналов. По данным о трещиноватости и микросмещениях по трещинам, собранным в этом районе, нами были рассчитаны достаточно разнообразные по характеристикам стресс-тензоры, которые подтверждают изменения ориентации основных осей. Здесь реконструированы режимы сдвига с растяжением (т. н. 97, 101), чистого растяжения (т. н. 98), чистого сдвига (т. н. 102, 104, 100, 99) и чистого сжатия (т. н. 103) (рис. 3а). Режимы чистого сдвига имеют два типа ориентировок осей: субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, северо-восточного сжатия и северо-западного растяжения. Трансензионные режимы (сдвиг с растяжением) характеризуются осями растяжения с направлениями в северо-восточных румбах и осями сжатия – в северо-западных. Главная действующая ось для режима чистого растяжения ориентирована в северо-западном направлении, а для режима чистого сжатия – в северо-восточном. Обобщенные результаты анализа стресс-тензоров и ориентировок базальтовых даек и магмовыводящих каналов (табл.) даются по работе [42].

Центральная часть БРС

Массив данных, полученных ранее [21, 41], был дополнен новыми реконструкциями полей напряжений для Приольхонья и о.Ольхон (рис. 3б). Часть тензоров была рассчитана по замерам смещений по трещинам в корях выветривания, формирование которых происходило в миоцене, что позволяет получить достаточно надежную временную привязку данных. Анализ всего материала показал, что для центральной части БРС характерно наличие двух типов полей напряжений, характеризующих режимы сдвига и растяжения. Их сопоставление с современным полем напряжений, для которого характерен режим чистого растяжения, позволило авторам отнести поля сдвигового типа к более раннему этапу – раннеорогенному [10], а поля раздвигового типа к более позднему – позднеорогенному. Осредненная ориентировка оси растяжения при этом оставалась постоянной – на северо-запад, вкрест простирания основных структур.

Характер эволюции поля напряжений понятен из графиков (рис. 4б), где показаны гистограммы

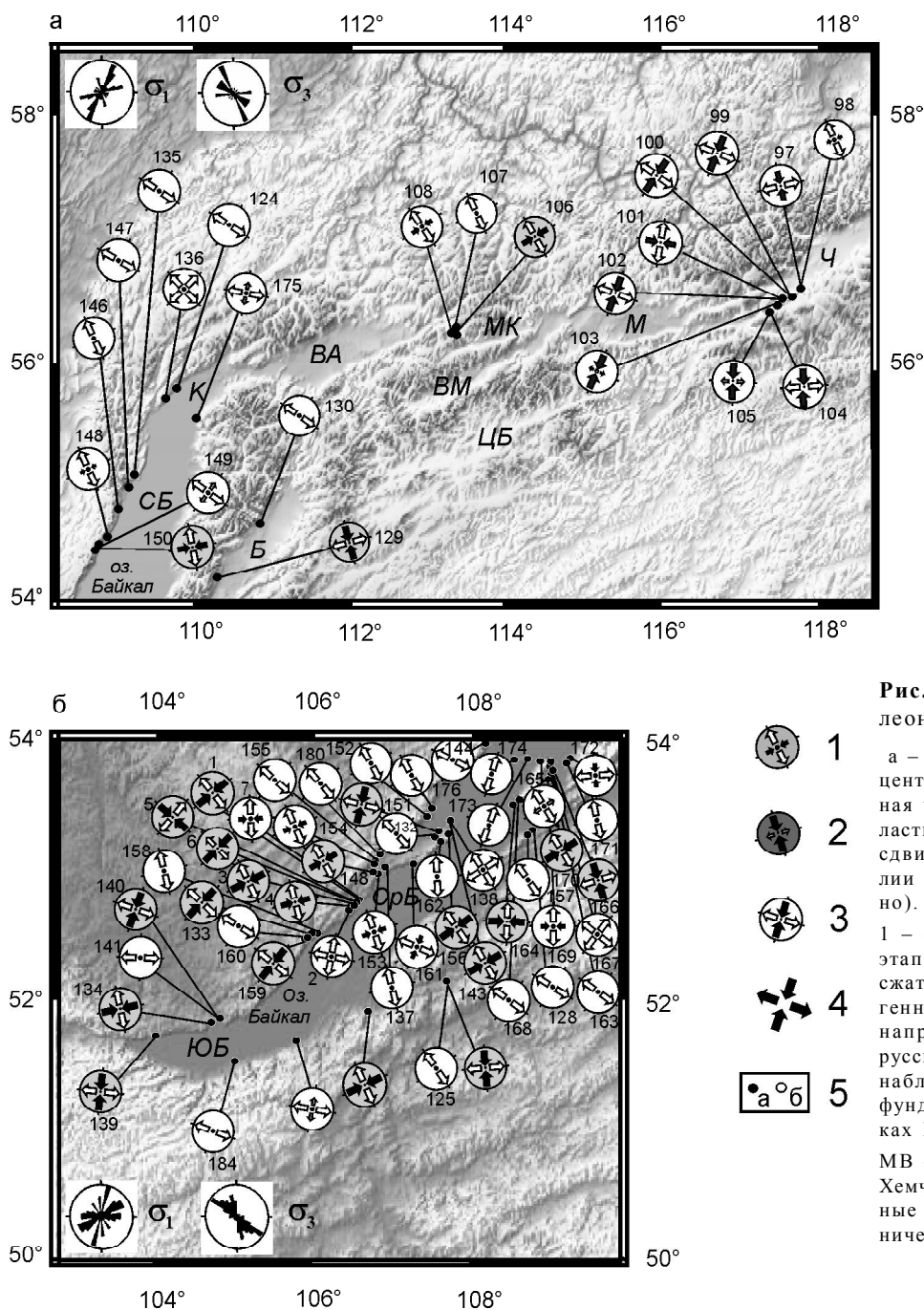


Рис. 3. Схема стресс-тензоров палеонапряжений.

а – северо-восточный фланг БРС; б – центральная часть БРС; в – центральная часть Алтае-Саянской горной области; г – юго-западный фланг БРС и сдвиговые системы Северной Монголии (4, 3, 2, 1 на рис. 1, соответственно).

1 – стресс-тензоры раннеорогенного этапа; 2 – стресс-тензоры эпизода СЗ сжатия; 3 – стресс-тензоры позднеорогенного этапа; 4 – региональное поле напряжений зоны Кандатского и Борусского разломов, по [30]; 5 – точки наблюдений: а – в коренных породах фундамента; б – в вулканитах и осадках КЗ возраста.

МВ – Минусинская впадина, ХТП – Хемчикско-Тувинский прогиб. Остальные буквенные обозначения неотектонических структур как на рис. 1.

распределения значений R' стресс-тензоров палео- и современных полей напряжений. Основным максимум в распределении R' для группы стресс-тензоров сдвигового типа приходится на интервал от 1.1 до 1.6 (режимы сдвига и трансензионного сдвига) и для группы стресс-тензоров раздвигового типа – на интервал от 0.2 до 0.9 (режимы чистого растяжения и трансензионного растяжения). Значение R' стресс-тензоров современного этапа изменяется от 0.5 до 0.6 (режим чистого растяжения).

Юго-западный фланг БРС и сопряженная с ним сдвиговая система Северной Монголии

Большой массив данных по тектонической трещиноватости накоплен и обработан для района Тункинской системы впадин, зоны Болнайского (Хангайского) разлома и прилегающих к нему территорий (Северная Монголия), зоны Жом-Болокского разлома (Восточный Саян). Результаты реконструкций полей напряжений геолого-структур-

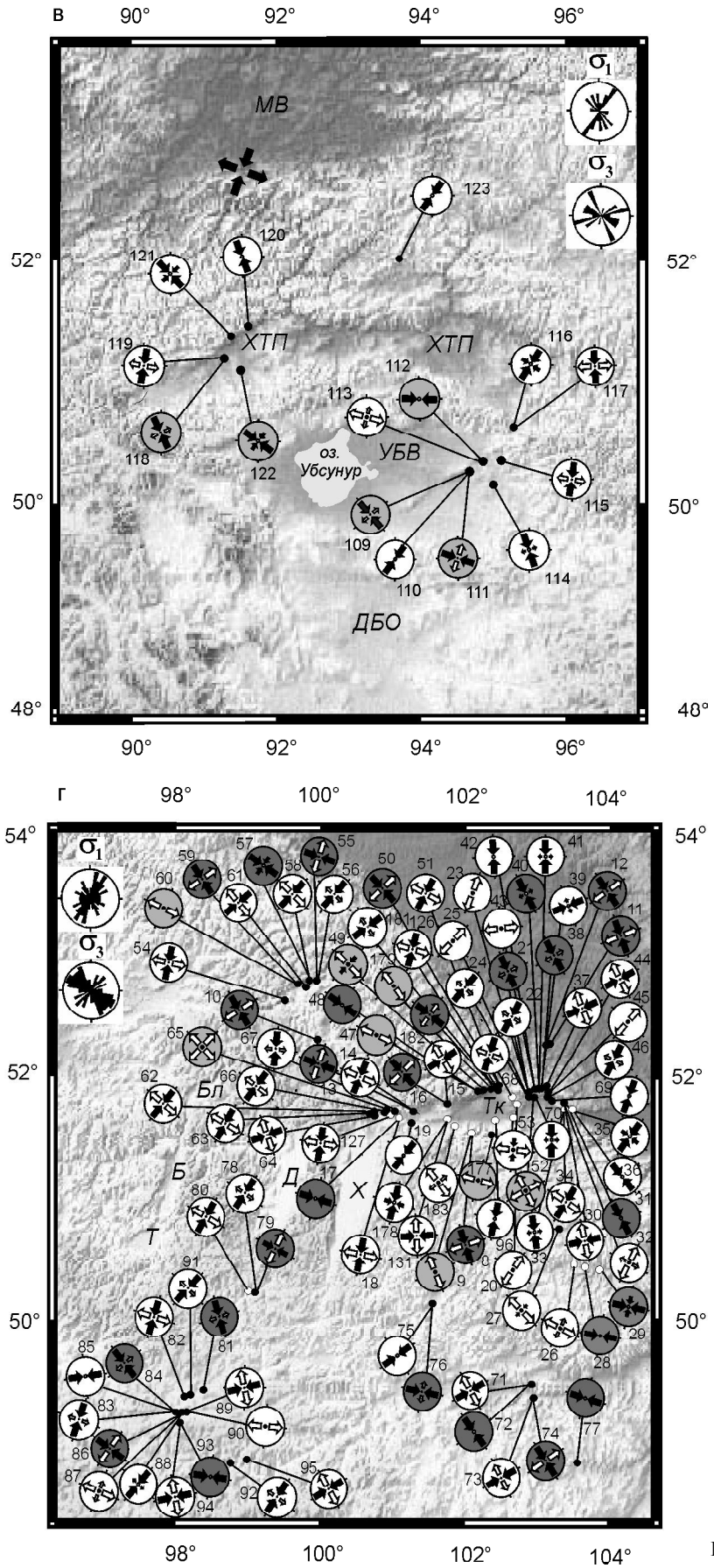


Рис. 3. Продолжение.

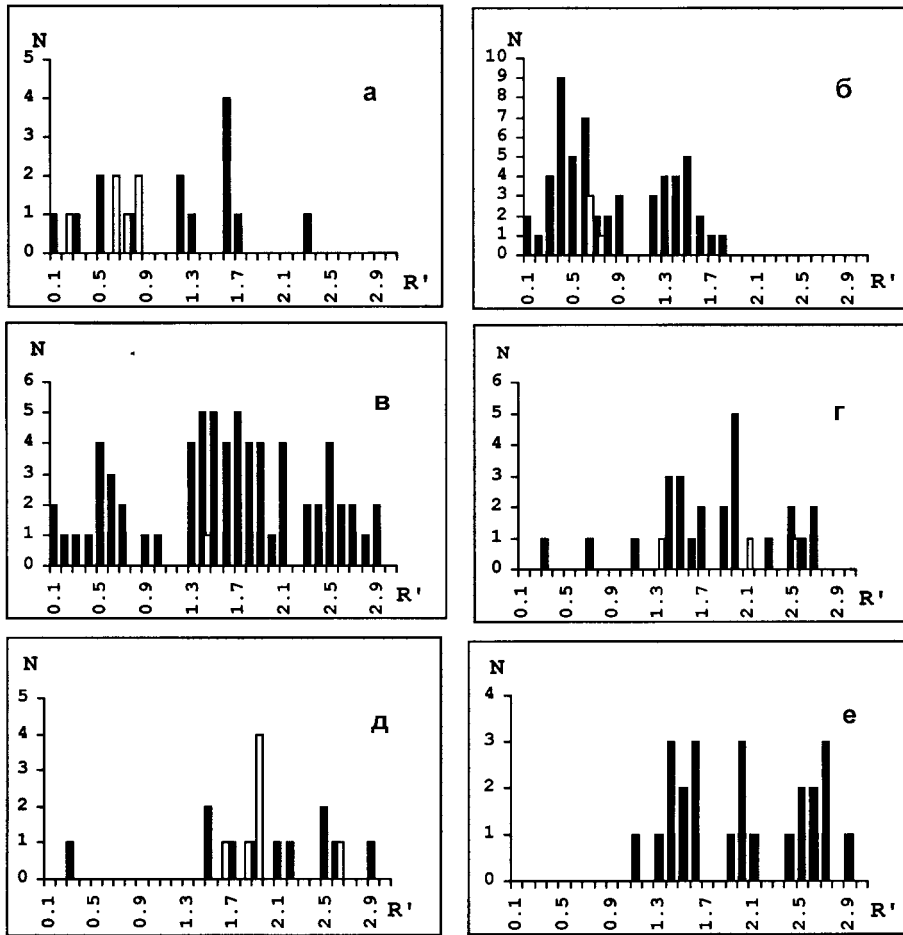


Рис. 4. Гистограммы распределения значений R' стресс-тензоров палео- (черное) и современных (белое) полей напряжений для: а – северо-восточного фланга БРС, б – центральной части БРС, в – юго-западного фланга БРС, г – сдвиговых систем Северной Монголии, д – центральной части Алтае-Саянской горной области, е – стресс-тензоров эпизода С3 сжатия юго-западного фланга БРС и территории Северной Монголии.

ными методами представлены на рис. 3г. По сравнению с центральной частью БРС и ее северо-восточным флангом эта территория лучше обеспечена данными о датированных кайнозойских деформациях, что дает возможность точнее привязать этапы эволюции поля напряжений к определенным временным интервалам. Реконструкции полей палеонапряжений и их сопоставление с современным напряженным состоянием показали, что юго-западный фланг БРС и сдвиговые системы Северной Монголии значительно отличаются в своем развитии от северной части подвижного пояса. Из гистограмм распределения значений R' (рис. 4г) можно заключить, что на территории Северной Монголии преобладают сдвиговый, транспрессионный режимы и режим сжатия (R' изменяется от 1.3 до 2.6). Для Тункинской системы впадин и прилегающих территорий характерно разнообразие типов режима деформирования коры (рис. 4в). Здесь фиксируются режим чистого растяжения (R' изменяется от 0.2 до 0.6), чистого сдвига и транспрессии (R' изменяется от 1.2 до 2.3), и чистого сжатия (R' изменяется от 2.4 до 2.7). При этом следует отметить, что максимальное количество полученных тензоров характеризует все же режимы сдвига и транспрессии.

Среди реконструированных тензоров палеонапряжений как на территории Тункинской системы впадин, так и в Северной Монголии выделяются две основные группы. Первая и наиболее многочисленная группа имеет ориентировки осей, характерные для “рифтового” типа поля напряжений с северо-западным положением оси растягивающих напряжений ($280-340^\circ \angle 0-15^\circ$) и северо-восточным – оси сжимающих напряжений ($10-40^\circ \angle 0-20^\circ$). Вторая отличается противоположным положением осей: ось сжатия ориентирована на северо-запад ($290-340^\circ \angle 5-25^\circ$), ось растяжения – на северо-восток ($30-80^\circ \angle 5-20^\circ$) (рис. 3г).

Поскольку часть реконструкций сделаны по данным о трещиноватости в датированных кайнозойских породах и осадках, есть возможность проследить этапность эволюции поля напряжений этой территории, по крайней мере – для второй половины кайнозоя.

Раннеорогенный этап развития территории охарактеризовать сложно из-за отсутствия датированных деформаций. Но, поскольку тектоническая активизация территории сопровождалась обширным базальтовым вулканизмом, на основе элементов

залегания большого количества даек, распространенных в Восточном Саяне, Хамар-Дабане и Тункинской впадине [17], можно заключить, что ориентировка оси растягивающих напряжений в олигоцене – миоцене была северо-западной. Поскольку растягивающие напряжения были ориентированы косо по отношению к простиранию Тункинской системы впадин, то логично предположить, что формирование и активное прогибание последних происходило в этот период в условиях трансформационного режима. Скорее всего, именно с этим этапом связаны некоторые из реконструированных стресс-тензоров, характеризующих режимы трансформации и растяжения, которые были получены для Тункинской системы впадин (рис. 3г).

В позднем миоцене – раннем плиоцене произошла смена режима деформирования коры. Оси основных напряжений переориентируются в противоположное направление – СЗ сжатие и СВ растяжение. Поля такой ориентировки довольно четко устанавливаются при анализе штрихов скольжения на плоскостях трещин в зоне Болнайского разлома. Очень часто здесь по замерам в одном обнажении реконструируются два поля напряжений, одно из которых характеризуется упомянутой ориентировкой осей напряжений, другое – “рифтовой” с СВ сжатием и СЗ растяжением. По ряду структурных признаков последнее является более поздним. Поля напряжений с СЗ ориентировкой сжатия реконструированы в периферийной части зоны активного в позднем кайнозое Жом-Болокского разлома. Сдвиговые поля с “рифтовой” ориентировкой основных осей реконструированы здесь только в зоне основного уступа разлома, что позволяет с учетом фиксируемых голоценовых левосторонних сдвиговых смещений отнести их к более позднему, чем поля с СЗ сжатием, этапу. Такие же типы полей были реконструированы в зоне Главного Саянского и Тункинского разломов. Возрастные границы эпизода СЗ сжатия устанавливаются по сопоставлению датированных деформаций. Поля напряжений, характеризующиеся упомянутой ориентировкой, реконструированы в миоценовых базальтах – среднемиоценовой дайке (9.9–14.4 млн лет), расположенной в привершинной части Тункинского хребта, в верховьях рек Бухота и Буготай (район п. Аршан) (т. н. 182), среднемиоценовых базальтах вулкана Хулугайша в Мондинской впадине (т. н. 17) [21], миоценовой дайке в долине р. Кынгарги (т. н. 50) (рис. 3г). В породах, имеющих плиоценовый возраст, например, конгломератах Мондинской впадины, реконструированы поля с типично “рифтовыми” ориентировками осей напряжений – СВ сжатием и СЗ растяжением (т. н. 127) (рис. 3г). Все это позволяет отнести данный эпизод к позднему миоцену – раннему плиоцену. Гистограмма распре-

деления значений R' построенная для стресс-тензоров этой группы показывает преобладание режимов сдвига, трансформации и сжатия (R' изменяется от 1.3 до 2.7) (рис. 4е).

На существование в это время трансформационной обстановки с такой ориентировкой оси сжатия указывает также ряд установленных геологических фактов. Так, в Южно-Байкальской впадине по данным сейсмопрофилирования установлено, что смятая в складки средняя толща осадков перекрыта верхней недеформированной толщей, относимой к плейстоцену [37]. Простирание выявленных складок, близкое к широтному или северо-восточному (?), указывает на субмеридиональное или северо-западное направление сжатия в доплейстоценовое время, не типичное для рифтовой системы. Подтверждается это и данными С.В.Рассказова, которым в Урик-Бельском вулканическом районе по трещиноватости в покровных базальтах, туфах, дайках и неках было реконструировано сдвиговое постмиоценовое поле, ось растяжения которого имеет северо-восточную ориентировку, а ось сжатия – субширотную, близкую к северо-западной [2]. Кроме этого на Окинском плоскогорье им же был описан надвиг, секущий плиоценовые туфы с падением сместителя на юго-юго-восток (170°), с надвигом сопряжен левосторонний сдвиг северо-восточного простирания [16].

Эпизод северо-западного сжатия, по-видимому, предвещал наступление позднеорогенной стадии в развитии БРС. Эта стадия на юго-западном фланге может быть охарактеризована двумя типами полей напряжений. Первый тип, проявившийся в постмиоценовое, постплиоценовое и голоценовое время, характеризует режимы деформирования от сдвигового и трансформационного до режима сжатия с СВ ориентировкой оси сжатия. Большое количество полей напряжений, реконструированных для южного обрамления Сибирской платформы, характеризуют именно эти режимы и такую ориентировку осей. Второй тип, проявившийся в позднем плиоцене – плейстоцене, характеризует режим растяжения с широтной и СЗ ориентировкой оси растяжения.

Примерами полей первого типа могут быть реконструкции по трещиноватости в плиоценовых конгломератах в п. Монды (т. н. 127) и в долине р. Аерхан (т. н. 62) (Мондинская впадина), в миоценовом базальтовом потоке в долине р. Безымянный (т. н. 66) (Мондинская впадина), в миоценовом туфо-лавовом базальтовом потоке близ п. Нилова Пустынь (т. н. № 131, 178) (рис. 3г).

Характерным примером голоценовых деформаций являются трансформационные структуры, обнаруженные нами на южном склоне Тункинской впадины близ п. Кырен. Это асимметричные антиклинальные складки с размахом крыльев около 15 м и высотой

2 м в толще верхнеплейстоценовых слоистых лессовидных песков с палеопочвами в верхней части разреза. Северные крылья складок имеют более крутое падение. Кроме этого, антиклинальные складки как на крыльях, так и в ядерной части осложнены разрывами взбросовой и сдвиг-взбросовой кинематики, которые образуют типичную пальмовую структуру сжатия. Стресс-тензор, построенный по элементам залегания трещин с заметными амплитудами смещений, указывает на сжатие в субмеридиональном направлении (т. н. 96) (рис. 3г).

Взбросо-сдвиговые голоценовые деформации могут быть охарактеризованы также стресс-тензором, который был получен по трещиноватости в брекчированных мраморах и известняках зоны Тункинского разлома в северном борту Торской впадины (т. н. 70). Западная ветвь Торской палеосейсмодислокации, достаточно подробно описанная в [22], здесь представляет собой обратный уступ, образованный взброшенным южным подгорным крылом, который сечет два водораздельных хребта и распадок. Замеры трещиноватости были сделаны в канаве, пройденной вкрест простиранья структуры. Азимут падения разрыва $185^\circ \angle 87^\circ$, амплитуда вертикального смещения составляет 3.0–3.5 м, горизонтального – от 2 до 8 м. Стресс-тензор, реконструированный в этой точке наблюдения, характеризует транспрессионный режим деформирования (рис. 3г). Дополнительными примерами таких деформаций могут служить также и левосторонние сдвиговые и взбросо-сдвиговые смещения ледниковых террас и конусов выноса в Мондинской впадине, а также левосторонние сдвиговые смещения по широтному участку Тункинского разлома в районе п. Аршан (Аршанская палеосейсмодислокация).

Характерными примерами полей второго типа являются реконструкции, полученные по деформациям в верхнеплейстоценовых песках и галечниках в Туранской впадине (т. н. 183) и в ледниковых отложениях на юге Тункинской впадины (т. н. 53) (рис. 3г). Кроме того, на растяжение в субширотном направлении на обсуждаемом этапе указывает и субмеридиональная ориентировка плейстоценовых базальтовых даек на Еловском отроге, которые входят в зону позднеплиоцен-четвертичного вулканизма, протягивающуюся в субмеридиональном направлении от Тункинской впадины (Еловский отрог) через Хамар-Дабан в бассейн р. Джиды [18]. Субмеридиональную ориентировку имеет и зона четвертичного вулканизма на Витимском вулканическом поле [18]. Заложение и активное формирование меридиональных впадин Северной Монголии также происходило с позднего плиоцена – плейстоцена [11].

Центральная часть Алтае-Саянской горной области

Полученные нами новые данные о полях напряжений Алтае-Саянской горной области (территория Тувы) дают дополнительный материал для сопоставления с данными по БРС и территории Северной Монголии. Реконструированные поля напряжений характеризуют зоны крупных активных надвигов и сдвигов, которые играли определяющую роль в формировании рельефа Тувинского нагорья [14, 26, 27]. Активное формирование рельефа происходило здесь так же, как и на всей территории юга Сибири, с позднего плиоцена (на позднеорогенном этапе). Мы полагаем, что эти стресс-тензоры отражают напряженное состояние коры с позднего плиоцена до современности.

Анализируя полученный материал, можно заключить, что вектор регионального сжатия на территории Тувинской части Алтае-Саянской горной области в позднем кайнозое в среднем имел ССВ ориентировку (рис. 3в). Вместе с этим, имеется тенденция к развороту оси сжатия к северо-западу в западной части района исследований. Однако мы допускаем, что эта ситуация может отражать ориентировку и более древнего докайнозойского (возможно, мезозойского?) поля напряжений, поскольку региональное поле напряжений кайнозойского этапа для находящихся севернее зон Кандатского и Борусского разломов, по данным [30], характеризуется сжатием в северо-восточном направлении и растяжением – в северо-западном (рис. 3в). В то же время, верная ориентировка оси сжатия на некоторых участках территории отмечается и на современном этапе ее развития. Так, два однотипных поля напряжений (сдвиг со сжатием), но с разной ориентировкой основных осей были получены по сейсмологическим данным для Тоджинской впадины (рис. 5). Восточная часть впадины характеризуется сжатием, направленным на северо-восток, а западная – на северо-запад.

Из сопоставления гистограмм распределения значений стресс-индекса R' для тензоров палео- и современного поля напряжений вполне очевиден вывод об изменении во времени характера деформирования земной коры (рис. 4д). Наблюдается тенденция к изменению поля напряжений от режима сжатия и транспрессионного сжатия (сжатие со сдвигом) на начальном этапе ($R'=2.0-2.6$) до режима, характеризующего условия, переходные к сдвиговым – сдвиговые и транспрессионные сдвиговые режимы ($R'=1.4-2.0$) на современном этапе развития.

Современное напряженное состояние МБПП

Многолетними исследованиями сибирских сейсмологов по определениям механизмов очагов землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической

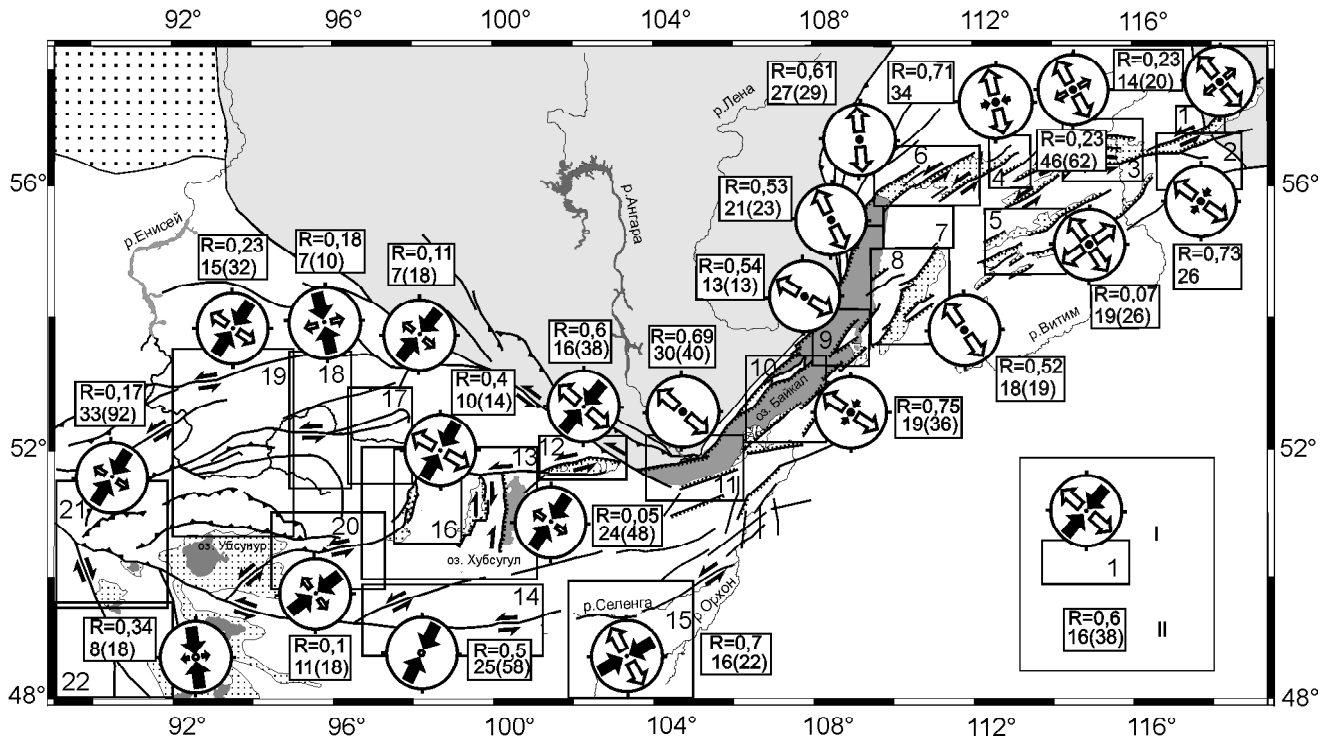


Рис. 5. Схема стресс-тензоров современного поля напряжений Монголо-Байкальского подвижного пояса.

I – стресс-тензор, номер и границы расчетной области: 1 – Кодарский район; 2 – Удоканский район; 3 – Муйская впадина; 4 – район Верхнеангарско-Муйской перемычки; 5 – Ципо-Баунтовская впадина; 6 – Верхнеангарская и Кичерская впадины; 7 – район Баргузинского хребта, 8 – Баргузинская впадина; 9 – район п-ова Святой Нос; 10 – Средне-Байкальская впадина; 11 – Южно-Байкальская впадина; 12 – Тункинская впадина; 13 – район впадин Северной Монголии; 14 – зона Болнайского разлома, 15 – Монгольский Алтай; 16 – Бусийнгольская впадина; 17 – восточная часть Тоджинской котловины; 18 – западная часть Тоджинской котловины; 19 – Центральная Тува; 20 – зона Эрзино-Агардагского разлома, 21 – Западная Тува; 22 – Монгольский Алтай. II – цифрами показаны величина коэффициента R и соотношение количества решений, попавших в расчет, и общего количества решений: n(N).

зоны [6, 8, 12, 24, 25 и др.] создана обширная база для оценки современного напряженного состояния земной коры исследуемого региона. Поскольку механизмы очагов землетрясений отличаются разнообразием ориентировок основных осей напряжений, то оценку современного напряженного состояния МБПП удобнее проводить путем расчета обобщенного стресс-тензора для отдельных регионов, выделенных по принципу квазиоднородности механизмов очагов землетрясений, либо по приуроченности их к какой-либо одной структуре. Подобный принцип был применен при анализе современных напряжений БРС в работе [21]. Единый метод расчета стресс-тензоров с применением программы TENSOR, как по данным о механизмах очагов землетрясений, так и по геолого-структурным данным, обеспечивает возможность сопоставления информации по современному и палеонапряженному состоянию.

Результаты расчетов представлены на схеме (рис. 5). Поле растяжения характерно для центральных частей БРС и большей части ее северо-восточно-

го фланга. Это районы Байкальской и Баргузинской впадин, блок Баргузинского хребта, Кичерская и Верхнеангарская впадины. Стресс-тензоры этих районов характеризуются горизонтальным положением оси растяжения и промежуточной оси и вертикальным положением оси сжатия. Коэффициенты R варьируют от 0.52 до 0.69. Транстенсионный режим, характеризующий условия растяжения со сдвигом, отличает центральную часть Байкальской впадины (от северной оконечности о. Ольхон до дельты р. Селенги), район Верхнеангарско-Муйской перемычки и район Удоканского вулканического плато ($R = 0.71-0.75$). Муйская, Ципо-Баунтовская впадины и Кодарский район характеризуются режимом радиального растяжения ($R = 0.23-0.07$) (рис. 5). Ось растягивающих напряжений в большинстве случаев ориентирована в северо-западном направлении, поперек простирания основных структур, за исключением района Верхнеангарской и Кичерской впадин и района Верхнеангарско-Муйской перемычки, где она разворачивается к субмеридиональному направлению. Совершенно иной тип напряженного состояния

характеризует юго-западную часть МБПП. Сдвиговый режим деформирования отличает Тункинскую впадину и район Северной Монголии, включающий восточное окончание зоны Хангайского разлома и прилегающие к ней территории, R равен 0.6 и 0.7, соответственно (рис. 5). Район рифтовых впадин северной Монголии (Хубсугульская, Дархатская, Бусийгольская) характеризуется режимом транспрессии – это условия сжатия со сдвигом, коэффициент формы эллипсоида напряжений при этом имеет значения, равные 0.05. Зона Болнайского разлома находится в условиях чистого сжатия (рис. 5). Однако современное поле напряжений этого района обладает некоторыми особенностями, поскольку всего 95 лет назад здесь произошло катастрофическое Болнайское землетрясение 1905 года (23/7 1905 г., $M=8.2$). По данным А. Шлюппа [43], основной разрыв землетрясения образовался при чисто сдвиговой подвижке с осью сжатия, ориентированной на СВ, косо к простиранию основной субширотной структуры. Механизмы очагов землетрясений последних десятилетий в зоне Болнайского разлома весьма разнообразны, что, по-видимому, отражает процесс релаксации напряжений после сильнейшего сейсмического события начала века [35].

Расчет стресс-тензоров современного поля напряжений проведен для отдельных районов Тувы. Его результаты показывают, что сдвиговый режим деформирования ($R=0.23$), близкий к транспрессионному, отмечается в центральной части Алтае-Саянской горной области, район Тоджинской котловины находится в транспрессионных условиях (сжатие со сдвигом), при этом в западной ее части ось сжимающих напряжений имеет северо-западную ориентировку, в восточной – северо-восточную ($R=0.11$ и 0.18 , соответственно) (рис. 5). Транспрессионный режим напряжений характеризует зону Эрзино-Агардагского (Сангиленского) разлома ($R=0.1$), западную часть Тувы ($R=0.17$) и территорию Монгольского Алтая ($R=0.34$). Большинство полученных стресс-тензоров характеризуются северо-восточной ориентировкой оси сжимающих напряжений, субмеридиональная ориентировка оси сжатия с небольшим разворотом ее к северо-западу отмечается только на территории Монгольского Алтая и западной части Тоджинской котловины (рис. 5).

Таким образом, современное региональное поле напряжений Монголо-Байкальского подвижного пояса характеризуется пространственной неоднородностью. Растягивающее в целом, поле напряжений БРС с небольшими вариациями в сторону транстензионного режима находится в окружении действующего в Центральной Азии поля общеконтинентального, которое отражено на территории северной Монголии и Тувы режимами транспрессии и сжатия.

Территория юго-западного фланга БРС (Тункинская впадина) находится в условиях сдвигового режима деформирования. Наличие же здесь, наряду со сдвиговыми и взбросовыми, раздвиговых механизмов очагов землетрясений может свидетельствовать о том, что она является переходной зоной между собственно “рифтовым” полем напряжений, действующим в БРС, и общеконтинентальным полем сжимающих напряжений. Ранее к такому выводу пришли авторы работы [24]. С другой стороны, такой парагенез разрывов может объясняться одновременной (или поочередной) активностью разрывов разных простираний в зоне формирования бассейна типа пулл-апат.

Схема эволюции напряженно-деформированного состояния Монголо-Байкальского подвижного пояса

На основании вышеприведенных данных можно предложить схему развития напряженно-деформированного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса (табл.). Реконструированное для начального этапа развития центральной части пояса сдвиговое поле напряжений, отсутствие проявлений базальтового вулканизма и небольшие скорости неотектонических движений на этом этапе не предполагают активного воздействия в этот период местного источника рифтогенеза. Поэтому активизация вдоль края Сибирской платформы и образование структур БРС (65.0–35.0 млн лет назад [11]) на начальном этапе происходили, по-видимому, под действием какого-то внешнего источника сил, который вызывал выдвигание Амурской микроплиты к востоку. Раскрытие впадин центральной части БРС происходило в условиях сдвигового и транстензионного режима напряжений. Продолжающееся выдвигание Амурской микроплиты создавало условия для заложения и развития систем впадин на юго-западном и северо-восточном флангах рифтовой зоны в период 35.0–16.0 млн лет назад [11]. На северо-восточном фланге БРС на этом этапе существовал сдвиговый режим деформирования, который затем, в последующие этапы, постепенно эволюционировал в транстензионный. На юго-западном фланге рифтовой зоны, поскольку здесь в олигоцен-миоценовое время фиксируется проявление обширного вулканизма, доминировал транстензионный режим с северо-западным направлением растягивающих усилий. Возникновение базальтового вулканизма в юго-западной части рифтовой системы при амагматичности ее центральной части объяснялось воздействием локализованного мантийного плюма [4, 40]. По-видимому, Витимское и Удоканское вулканические поля также являются результатами воздействия мантийных плюмов. Эти глубинные процессы способ-

Таблица. Схема эволюции напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой системы (БРС), сдвиговых систем Северной Монголии и центральной части Алтае-Саянской горной области.

| | палеоцен | эоцен | олигоцен | миоцен | плиоцен | плейстоцен | голоцен | современный этап |
|--------------------------------|----------------------|-------|----------|-----------------------|---------|------------|---------|------------------|
| | раннсоргенная стадия | | | позднсоргенная стадия | | | | |
| Удоканский вулканический район | | | | | | | | |
| Северо-восточный фланг БРС | | | | | | | | |
| Центральная часть БРС | | | | | | | | |
| Тункинская система впадин | | | | | | | | |
| Восточный Саян | | | | | | | | |
| Прихубугулье | | | | | | | | |
| Зона Болнайского разлома | | | | | | | | |
| Алтае-Саянская горная область | | | | | | | | |

ствовали дальнейшей дестабилизации литосферы вдоль края Сибирского кратона, что определило в дальнейшем ускорение ее деструкции. Нельзя сбрасывать со счетов и наличие под современным горным сооружением Хангая длительно существующей обширной зоны проявления базальтового вулканизма субмеридионального простирания [31], являющейся отражением воздействия на литосферу крупного мантийного плюма. Его растекание также могло приводить к формированию сдвиго-раздвиговых структур в БРС. Приход волны кратковременного сжатия с юго-востока в позднем миоцене – раннем плиоцене, возможно со стороны коллизионной зоны островных дуг Идзу-Боннинской и Хонсю, вызвал формирование структур транспрессионного типа, которые уверенно зафиксированы в юго-западной части Монголо-Байкальского подвижного пояса, включая структуры БРС.

Воздействие Индо-Азиатской коллизии, начавшейся примерно 50 млн лет назад [39], наиболее интенсивно проявилось в южном обрамлении Сибирской платформы в позднем плиоцене, лишь 2–3 млн лет назад. По мнению Н.А. Добрецова с соавторами [5], это объясняется постепенным смещением активности движущихся литосферных блоков Центральной Азии к северу по принципу “домино”. Самым последним звеном этой цепи событий являлось поднятие и сжатие Центрального Алтая и Саян на границе с Евразийской плитой. На это время приходится увеличение скоростей неотектонических движений в БРС и начало позднеорогенной стадии ее развития [10]. В центральной части рифтовой системы сдвиговый и транспрессионный режимы окончательно сменяются режимом растяжения. На северо-восточном фланге сдвиговый режим постепенно эволюционирует в транспрессионный. На юго-западном фланге БРС, в зоне Болнайского разлома, в Алтае-Саянской и Восточно-Саянской горных областях тектоническая волна создала транспрессионные условия, в которых формировались сдвиговые, взбросо-сдвиговые и надвиговые структуры.

Возникновение же меридиональных структур растяжения в позднеплиоцен-плейстоценовое время – системы рифтовых впадин Северной Монголии и зон плиоцен-четвертичного вулканизма в Тункинском регионе и Хамар-Дабане, возможно, связано с реакцией на субмеридиональное сжатие, которое является переходным между северо-западным, действовавшим в позднем миоцене – раннем плиоцене, и северо-восточным, установившимся позднее. Дальнейшее развитие меридиональных впадин, ограниченных с севера и юга широтными левосторонними сдвигами, а также Тункинской системы впадин, происходило по типу пулл-апат систем в условиях сдвигового поля напряжения при действии северо-вос-

точного сжатия. На севере сдвиг осуществляется по Тункинскому и Иххорогольскому (Байкало-Мондинскому) разломам. На юге – по широтному Хангайскому (Болнайскому) и северо-восточным Цэцэрлэгскому и Эрзино-Агардагскому разломам. При этом отмечается тенденция к усилению сжатия с формированием взбросо-сдвиговых структур в зонах разломов сдвиговой кинематики.

На современном этапе развитие Монголо-Байкальского подвижного пояса происходит в режиме растяжения в центральной и северо-восточной его частях и в режиме транспрессии в юго-западной его части.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Западный отрезок границы Амурской литосферной микроплиты – Монголо-Байкальский подвижный пояс – обладает сложной пространственно-временной структурой поля тектонических напряжений. На северном отрезке (центральная часть Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточный фланг) прослежена закономерная эволюция режима деформирования от сдвигового типа на начальном этапе развития (раннеорогенный этап) к растяжению на позднем (позднеорогенный этап). Часть МБПП, локализованная в южном и юго-западном обрамлении Сибирской платформы, характеризуется более сложной эволюцией напряженного состояния. В системе Тункинских впадин отмечается смена во времени транспрессионных условий раннего этапа развития с СЗ простиранием оси растяжения на транспрессионные с СЗ простиранием оси сжатия в позднем миоцене – раннем плиоцене. Следы последнего режима фиксируются в Восточном Саяне и Северной Монголии. В дальнейшем происходил разворот оси сжатия по часовой стрелке до СВ простирания. Неотектонические структуры Северной Монголии и Тувы развивались в условиях режимов сжатия и транспрессии с тенденцией к увеличению сдвиговой компоненты смещений по главным разломам при сжатии в север-северо-восточном направлении.

Эволюция напряженного состояния коры МБПП связана с динамикой межплитных взаимодействий и дестабилизирующим влиянием на литосферу местных источников тектонических напряжений – мантийных плюмов.

Авторы благодарны академику Н.А. Логачеву и д.г.-м.н. К.Г. Леви за поддержку исследований и полезные дискуссии. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке фондов ИНТАС (гранты 96-2194 и 97-30874) и РФФИ (гранты 00-15-98574, 01-05-97247, 01-05-65134), а также СО РАН (грант ИГСО-27).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Ред.

- Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 207 с.
2. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 127 с.
 3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
 4. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
 5. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
 6. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 20–30.
 7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
 8. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
 9. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 39–59.
 10. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29.
 11. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.
 12. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161–171.
 13. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
 14. Раковец О.А. Неотектоника Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–58.
 15. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 142 с.
 16. Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.
 17. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1993. 288 с.
 18. Рассказов С.В., Иванов А.В. Эпизоды и геодинамическая обстановка четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы и юго-восточной окраины Евразийской литосферной плиты // Докл. АН. 1996. Т. 349. С. 804–807.
 19. Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.
 20. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 111 с.
 21. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г. и др. Реконструкция этапов развития напряженного состояния земной коры Байкальского рифта // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI-го века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 126–132.
 22. Смекалин О.П. Палеоземлетрясения в Тункинской системе рифтовых впадин. Автореф: дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2000. 16 с.
 23. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
 24. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып.1. С. 111–122.
 25. Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Механизмы очагов землетрясений Бакальской рифтовой зоны за 1981 – 1990 гг. // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 99–106.
 26. Чернов Г.А. Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975. С. 57–73.
 27. Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской области // Сейсмогеология Восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
 28. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геологическим данным // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943–947.
 29. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологические методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 158 с.
 30. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Гладков А.С. и др. Опыт применения тектонофизического анализа при оценке тектонической активности и сейсмической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 89–96.
 31. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.
 32. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, № B7. P. 5835–5848.
 33. Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from East African and the Baikal rift systems // Terra Abstr., Abstr. suppl. Terra Nova, 1993. V. 5. P. 216.
 34. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., and Sankov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.

35. Deverchere J., Radziminovich N., Calais E., Deshamps A., Melnikova V., Petit C., and San'kov V. Seismicity of the Baikal rift and Central Mongolia: seismic potential, seismogenic thickness, segmentation, and geological properties of the lithosphere // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы международной геофизической конференции 27–29 сент. 2000 г. Новосибирск, 2000. С. 294–298.
36. Guiraud M., Laborde O., and Philip H. Characterisation of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensor using microfault analysis // Tectonophysics. 1989. V. 170. P. 289–316.
37. Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal depression // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine. 1997. V. 21, N 2. P. 399–434.
38. Logatchev N.A., Zorin Yu. A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. V.143, N 1-3. P. 225–234.
39. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of the continental collision // Science. 1975. V. 77, № 4201. P. 419–425.
40. Rasskazov S.V. Magmatism related to the Eastern Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine. 1994. V. 18. P. 437–452.
41. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine. 1997. V. 21, N 2. P. 435–455.
42. Sankov V. Rasskazov S. Parfeevets A. Instability of the Late Cenozoic upper crustal stress in the Udokan volcanic field, northeastern Baikal Rift System // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts. Irkutsk-Tervuren. 1999. P. 190–194.
43. Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidente: e analyse a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These de docteur. Univesite Louis Pasteur de Strasburg, 1996. 172 p.

Поступила в редакцию 25 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.V. Parfeevets, V.A. San'kov, A.I. Miroshnichenko, and A.V. Likhnev

Evolution of the Earth's crust stress, the Mongol-Baikal mobile belt

The evolution of the state of stress of the Mongol-Baikal mobile belt, which is part of boundary forming between the Eurasian plate and Amur microplates, is investigated on the basis of tectonophysical analysis of tectonic fracturing. The paleostress fields are ranged with the use of spatial characteristics of a three-component tensor and stress-ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, which determines the form of stress ellipsoid. It is shown that the structures of the central part of the Baikal rift system and its northeastern flank developed in terms of strike-slip regime of the deformation at the initial stage of rifting, and in those of extension and transtension regimes at the late stage of it. The stress field of the southwestern flank of the rift system evolved from the regime of transtension and strike-slip to that of transpression. A relatively short-term episode of the northwestward compression (late Late Miocene-early Pliocene), preceding to that of fast rifting, is revealed. Neotectonic structures of North Mongolia and Tuva developed under conditions of compression and transtension, tending to increase of a strike-slip component of displacements along the major faults at the north-north-eastward compression.

БАЗИФИКАЦИЯ ПЛАГИОГНЕЙСОВ НА КОНТАКТЕ С ГАББРОИДАМИ ЮРЧИКСКОГО МАССИВА В ГАНАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ

*И.А.Тарарин**, *В.М.Чубаров***, *Т.М.Философова***

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

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

На контакте амфиболовых габбро Юрчикского массива с плагиогнейсами ганальской серии существует четкая колонка замещения, включающая зоны ороговикования и метасоматического изменения исходного субстрата и его частичного замещения расплавом с образованием смешанных пород. Растворение и расплавление исходного субстрата во внедряющемся расплаве обуславливает избирательную ассимиляцию вновь формирующимся расплавом компонентов замещаемых пород с выносом компонентов, избыточных по отношению к габброидной эвтектике. Это приводит к смещению эвтектических и котектических составов образующихся расплавов в сторону андезитового температурного минимума.

Сравнение состава пород из метасоматических зон показывает, что от тыловых к передовым зонам происходит значительный вынос оксида кремния и привнос FeO, MgO и CaO, обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава.

Ключевые слова: базификация, плагиогнейсы, ассимиляция, магматическое замещение, Юрчикский габброидный массив, Ганальский хребет, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Весь опыт петрологических исследований свидетельствует о том, что внедрение магматического расплава в боковые породы может происходить механическим путем по трещинам и ослабленным зонам тектонических нарушений, или путем замещения магматическим расплавом вмещающих пород с последующей кристаллизацией из формирующегося расплава плутонических пород. При этом различаются два крайних случая магматического замещения – диффузионный и инфильтрационный.

При диффузионном процессе происходит растворение (ассимиляция) магмой боковых пород с образованием промежуточных по составу и двойственных по источнику вещества магматических пород. Теоретический анализ и экспериментальные исследования динамики ассимиляции вмещающего субстрата свидетельствуют о том, что скорость расплавления (растворения) его обломков в базитовом расплаве в условиях нормального градиента континентальной коры (20°C/км), при температуре в 450 °C достигает 2 мм/час и возрастает до 17 мм/час, если породы субстрата нагреты до температуры 700°C [43]. Для осуществления этих процессов требуются значительные запасы тепла в магме и длительное существование магматическо-

го очага, так как перенос вещества при ассимиляции происходит диффузионным путем. Обычно запасы тепла в магме ограничены, что определяет сохранение в приконтактной зоне ксенолитов метасоматически переработанных боковых пород, а сами магматические породы представлены пестрыми по составу и структурам образованиями.

Инфильтрационное магматическое замещение осуществляется в условиях интенсивного воздействия фильтрующихся через магму флюидов, выносящих из магмы те компоненты расплавленных (растворенных) вмещающих пород, которые являются избыточными по отношению к котектическим и эвтектическим расплавам [5–7, 15, 16, 20, 21]. В ходе магматического замещения составы этих пород не остаются неизменными, а смещаются в сторону составов, промежуточных между внедряющейся магмой и замещаемой породой [21]. При внедрении базитовых магм в кремнекислый сиалический субстрат на фронте магматического замещения стабилизируются магмы среднего состава (около 60 мас.% SiO₂), отвечающие андезитовому температурному минимуму [21], что подтверждается экспериментальными исследованиями [13]. Поэтому магматическое замещение сиалического субстрата базитовыми магмами с возрастанием глубинности приводит к формированию плутони-

ческих пород, отвечающих ряду кварцевый диорит – гранодиорит – гранит. Граниты получают в глубинных условиях особенно экстенсивное развитие, и все более затушевываются их связи с внедрением мантийных расплавов, обуславливающих их развитие [21]. Именно магматическое замещение, а не антектическое плавление пород осадочного субстрата континентальной коры, ведущее к формированию только лейкократовых, высокоглиноземистых гранитных расплавов ($\text{SiO}_2=67.7-74.7\%$) [44], ответственно за формирование всего спектра гранитоидных образований.

Избирательное усвоение внедряющимися магмами компонентов исходного субстрата боковых пород сближает в какой-то мере магматическое замещение с ассимиляцией, несмотря на их принципиальное физико-химическое различие. В природе, естественно, встречаются различные промежуточные соотношения между ассимиляцией и магматическим замещением, возникающие при определенных соотношениях диффузии и инфильтрации компонентов.

Внедрение гранитов в боковые породы сопровождается явлениями метасоматоза и магматического замещения (гранитизации) при участии флюидов, которые вызывают интенсивное метасоматическое изменение субстрата и приближение его состава к составу внедряющихся гранитоидов. При этом происходит селективное усвоение компонентов замещаемых пород: компоненты гранитов растворяются в развивающейся магме, а компоненты, «избыточные» по отношению к гранитной эвтектике, выносятся за пределы зон гранитизации [6, 7, 12, 15, 16, 20, 21]. В общем виде зональность образований, связанных с магматическим замещением гранитами, выглядит следующим образом: гранитная магма ← загрязненная гранитная магма ← мигматит ← зоны аллохимических изменений ← метаморфические породы ← исходные осадочные, магматические или метаморфические породы. Фронт магматического замещения приурочен к зоне мигматитов [6, 7].

Метасоматоз и магматическое замещение в контактах с габброидами по аналогии с гранитизацией должны сопровождаться базификацией замещаемых пород с селективным усвоением компонентов боковых пород и с приближением их на фронте замещения к составу габброидов. Наиболее контрастно процессы ассимиляции, метасоматоза и магматического замещения проявляются в контактах габброидов с терригенными (особенно пелитовыми) породами, сопровождаясь интенсивной десиликацией исходных боковых пород и формированием габброноритовых и норитовых расплавов. Эти явления широко распространены и неоднократно обсуждались в литературе [8–10, 27, 32, 35–37, 38, 41, 46, 47].

Однако изменение состава минералов, сопровождающих процессы ассимиляции и магматического замещения на контакте габброидов и терригенных пород, изучены значительно слабее. Цель данной работы – дать детальную минералогическую характеристику процессов реакционного взаимодействия габброидного расплава и метаморфизованных высокоглиноземистых метаморфических пород (плагиогнейсов) на примере Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки, намеченных в более ранних работах автора [25, 27, 29].

ЮРЧИКСКИЙ ГАББРОНОРИТОВЫЙ МАССИВ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ГАНАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Ганальский хребет, приуроченный к Восточному неотектоническому поднятию, имеет характер одностороннего горста, полого погружающегося к востоку [19]. Согласно современным геотектоническим представлениям, в структуре хребта выделяются четыре дозоценовых структурно-вещественных блока (комплекса): Северный, Стеновой, Вахталкинский и Южный, имеющих между собой тектонические взаимоотношения [1, 19, 23]. В конце мела – палеогене эти комплексы были тектонически совмещены в единую структуру, метаморфизованы и разбиты системой левосторонних сдвигов и сопряженных с ними надвигов северо-западного направления [23].

Северный блок сложен терригенно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Стеновой блок состоит из эффузивных и терригенно-эффузивно-кремнистых образований, измененных в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Южный блок сложен зеленокаменно измененными вулканогенными и туфо-терригенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты поздне мелового возраста [3, 23, 26].

Вахталкинский блок характеризуется наиболее сложным строением (рис. 1), в его пределах тектонически совмещены все четыре структурно-вещественных комплекса [23]. В основании его разреза обнажаются полиметаморфические образования ганальской серии, в составе которой выделяются три толщи (снизу-вверх): вахталкинская, воеводская и дьявольская [3, 5, 23]. Вахталкинская толща мощностью 800–900 м сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами с редкими и маломощными прослоями плагиогнейсов, кварцитов и мраморов, приуроченных к верхам разреза. Воеводская толща состоит из биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и их мигматизированных разновидностей, содержащих маломощные прослои гранат-биоти-

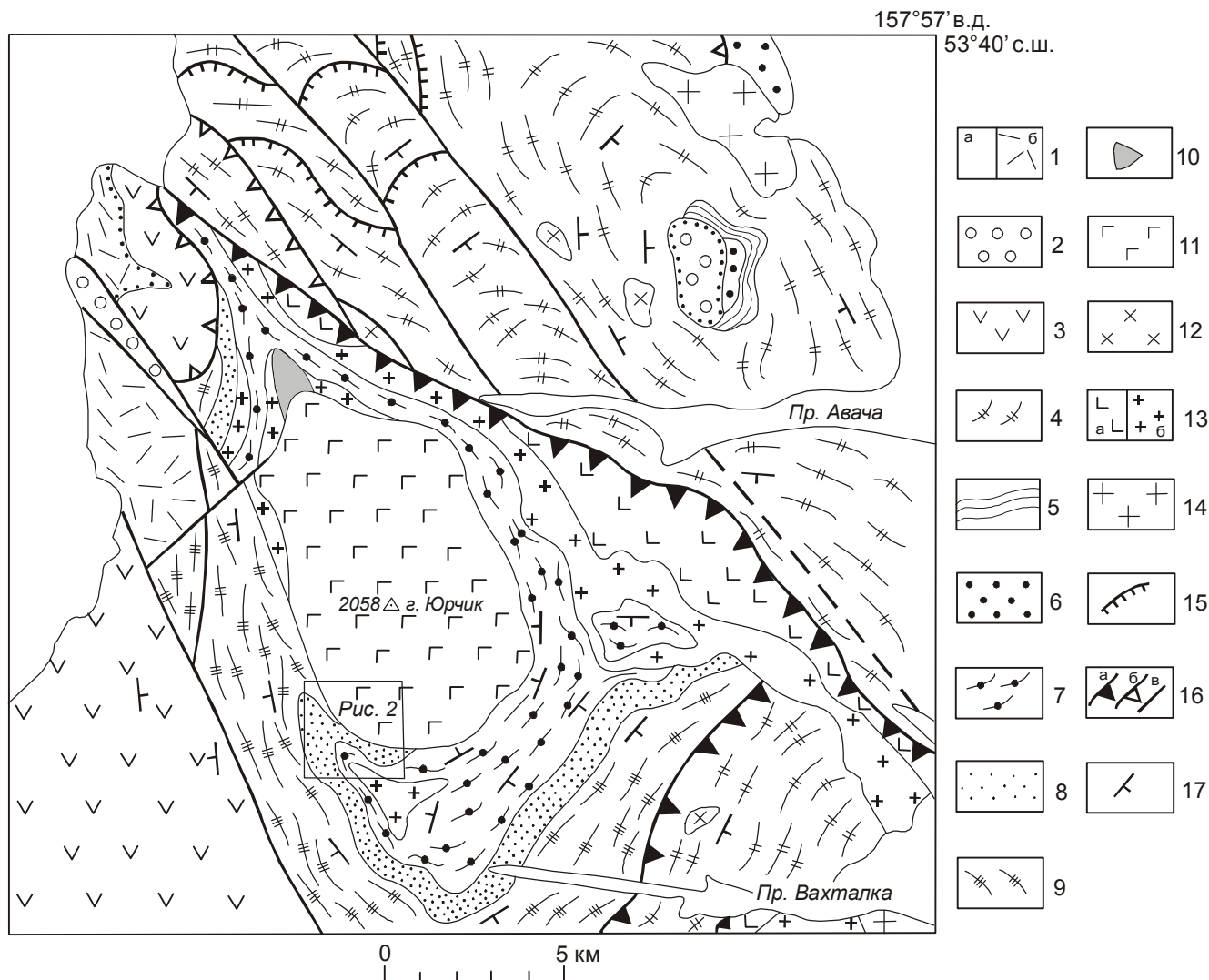


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вахталкинского блока Ганальского хребта (по [23] с дополнениями).

1 – четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б); 2 – терригенные отложения эоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4–6 – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стенная серия): 4 – эффузивно-пирокластическая и терригенная, нерасчлененные, 5 – терригенная, 6 – пирокластическая толщи; 7–9 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 7 – эффузивная (вахталкинская), 8 – терригенная (воеводская), 9 – терригенно-вулканогенная (дьявольская) толщи; 10 – гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 11 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 12 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 13 – синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б) неогенового (?) возраста; 14 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 15 – надвиги первой фазы, ограничивающие чешуи; 16 – сдвига-надвиги второй фазы, ограничивающие «блоки» (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в); 17 – элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности. Прямоугольником выделена площадь рис. 2.

товых гнейсов, амфиболитов, кварцитов и мраморов. Дьявольская толща представлена переслаиванием амфиболитов и плагиогнейсов с редкими прослоями кварцитов и мраморов.

Возраст протолита ганальской серии и время регионального метаморфизма ее отложений точно не установлены. Оценки возраста метаморфизма, полученные по геологическим данным и радиоизотоп-

ным исследованиям, дали очень противоречивые результаты – от докембрия до кайнозоя [2, 4, 5, 11, 14, 17–19, 27, 28, 30, 42]. Их детальный критический обзор приведен в статье [19].

Центральное место в структуре вахталкинского блока занимает Юрчикский габброноритовый плутон, слагающий факолитообразное тело длиной до 22 км в продольной оси (рис. 1), лишь напо-

ловину вскрытое в современном эрозионном срезе. Массив сложен неравномернозернистыми габброноритами с жильной фацией роговообманковых перидотитов (кортландитов), претерпевшими расланцевание и региональный метаморфизм амфиболовой

фации, одновременный и изофациальный с метаморфизмом пород ганальской серии [24, 28, 31], и более поздними постметаморфическими амфиболовыми габбро [28]. Особенно широкое развитие эти габбро получили в южной части интрузива, где их тела

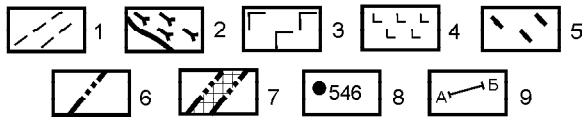
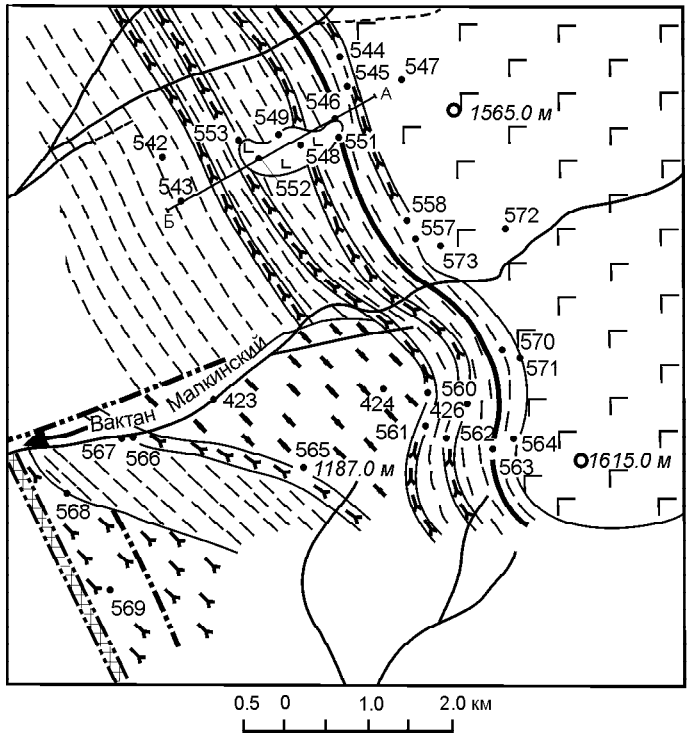


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части Юрчикского массива (истоки р. Вактан Малкинский).

1–2 – воеводская толща: мигматизированные и гранитизированные гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и гнейсы (1), амфиболиты (2); 3 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 4 – постметаморфические амфиболовые габбро; 5 – биотит-амфиболовые гранитогнейсы; 6 – тектонические нарушения; 7 – зона дробления и катаклаза; 8 – точки наблюдения; 9 – разрез А-В (рис. 3).

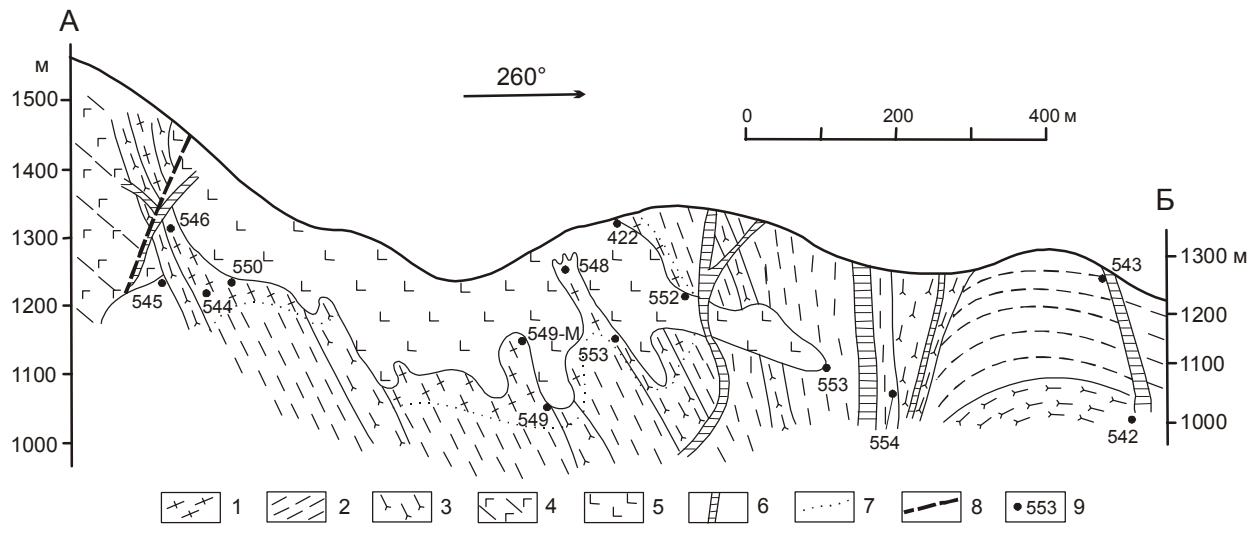


Рис. 3. Схематический геологический разрез через интрузивное тело амфиболовых габбро в истоках р. Вактан Малкинский. Положение разреза см. на рис. 2.

1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 2-3 – воеводская толща: 2 – биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы и мигматиты, 3 – амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 4 – метаморфизованные и расланцованные габбронориты; 5 – постметаморфические амфиболовые габбро; 6 – дайки диабазов; 7 – граница высокотемпературного (ответчающего парагенезисам гранулитовой фации) контактового ореола; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдения.

Таблица 1. Микрорзондовые анализы минералов из постметаморфического амфиболового габбро (обр. 571 С, Срх+Нб+Pl+Ilm+Mt+Ap).

| | Cpx_c | Cpx_r | Hb_c^1 | Hb_r^1 | Pl_c | Pl_r | Hb_c^2 | Hb_r^2 | Ilm | Mt |
|--------------------------------|---------|---------|----------|----------|--------|--------|----------|----------|-------|--------|
| SiO ₂ | 51.22 | 53.67 | 43.07 | 45.76 | 46.18 | 45.56 | 51.55 | 53.12 | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.27 | 1.63 | 1.09 | 0.00 | 0.00 | 0.53 | 0.39 | 48.95 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 6.21 | 3.05 | 13.43 | 11.80 | 34.51 | 35.11 | 6.54 | 5.36 | 0.06 | 0.70 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | 4.59 | 68.23 |
| FeO | 9.35 | 7.46 | 11.85 | 10.85 | 0.33 | 0.38 | 10.15 | 9.78 | 43.06 | 31.18 |
| MnO | 0.05 | 0.12 | 0.07 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.08 | 0.99 | 0.02 |
| MgO | 14.98 | 14.69 | 13.06 | 14.36 | 0.00 | 0.00 | 16.23 | 17.27 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 16.58 | 22.26 | 11.63 | 11.89 | 17.82 | 18.09 | 12.24 | 12.55 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.83 | 0.44 | 1.88 | 1.65 | 1.18 | 1.14 | 1.03 | 0.79 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.13 | 0.04 | 0.51 | 0.48 | 0.02 | 0.02 | 0.25 | 0.17 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 99.92 | 102.00 | 97.13 | 97.85 | 100.04 | 100.30 | 98.58 | 99.51 | 97.65 | 100.25 |
| X_{Mg} | 0.741 | 0.778 | 0.663 | 0.702 | - | - | 0.740 | 0.759 | - | - |
| X_{An} | - | - | - | - | 0.892 | 0.897 | - | - | - | - |
| Wo | 37.1 | 45.9 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| En | 46.6 | 42.1 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fs | 16.3 | 12.0 | - | - | - | - | - | - | - | - |

Примечание. Hb^1 – магматическая чермакитовая роговая обманка с каймой магнезиальной роговой обманки, Hb^2 – постмагматическая актинолитовая роговая обманка.

прорывают габбронориты и вмещающие породы ганальской серии (рис. 2, 3).

Постметаморфические амфиболовые габбро состоят из буровато-зеленой чермакитовой роговой обманки (по номенклатуре [40]) с каймами магнезиальной роговой обманки (табл. 1), плагиоклаза An_{85-90}^* , небольшого количества авгита $Wo_{37-46}En_{42-47}Fs_{12-16}$, рудных минералов (магнетита, титаномагнетита и ильменита) и апатита. В приконтактных частях габбро с вмещающими терригенными породами значительное развитие получает биотит ($X_{Mg}=0.45-0.50$), частично замещающий первичный амфибол. С постмагматической стадией кристаллизации габброидного расплава связано замещение магматического амфибола актинолитовой роговой обманкой (табл. 1). Температура этого процесса определяется в 415–430°C, а глубинность отвечает давлению около 1.5 кбар (использован геотермобарометр [22]).

СОСТАВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ВОЕВОДСКОЙ ТОЛЩИ ГАНАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Основными метаморфическими событиями, которые определили современный облик метаморфических и плутонических пород Вахталкинского блока, являются: 1) контактовый метаморфизм, обусловленный становлением Юрчикского габброноритового плутона, 2) последующий региональный метаморфизм амфиболитовой фации, 3) контактовый метаморфизм в связи с внедрением постметаморфических амфиболовых габбро и, наконец, 4) зеленосланцевый метаморфизм, охвативший ранее метаморфизованные породы, габброиды Юрчикского массива и верхнемеловые образования ирунейской свиты [28].

В составе воеводской толщи наибольшим распространением пользуются биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, содержащие прослойки биотит-кордиеритовых и гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и гранат-биотитовых гнейсов. В верхней части толщи наблюдаются прослойки амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью 5–10 м (иногда до 20–30 м). Гнейсы, плагиогнейсы и амфиболиты в значительной степени гранитизированы и мигматизированы и содержат многочислен-

*В статье приняты следующие обозначения: Alm – альмандин, An – анортит, Bi – биотит, Mu – мусковит, Cor – кордиерит, Срх – клинопироксен, Сум – куммингтонит, Gr – гранат, Gros – гроссуляр, Нб – амфибол, Орх – ортопироксен, Ilm – ильменит, Мт – магнетит, Pl – плагиоклаз, Руг – пироп, Spes – пессартин; с – центр, г – край кристалла, $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$, $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$. Анализы выполнены на микрорзонде Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН и JXA-5A в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

ные согласные и секущие жилы синметаморфических биотитовых, биотит-кордиеритовых плагиогранитов и гранитов и, реже, гранат-биотитовых пегматитов мощностью от первых сантиметров до нескольких метров.

Гнейсы и плагиогнейсы – полосчатые мелкозернистые породы с равномерным распределением минералов. Главную роль среди них играет кислый плагиоклаз An_{26-34} (более 50–60 объемн. %) (табл. 2), содержащий антипертитовые вставки калинатрового полевого шпата, количество которого возрастает с усилением степени гранитизации и мигма-

тизации пород вплоть до появления его самостоятельных кристаллов. Биотит – главный железомагнезиальный минерал этих пород; в гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых разностях к биотиту присоединяются гранат (1–2%), кордиерит (до 10–15%) и иногда силлиманит. Состав минералов плагиогнейсов воеводской толщи, приведенный в табл. 2, свидетельствует о том, что региональный метаморфизм исходных пород осуществлялся в условиях амфиболитовой фации ($T=600-640^{\circ}C$, $P=5-5.5$ кбар) [27, 28].

Таблица 2. Микронзондовые анализы минералов из гранитизированных и мигматизированных гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов воеводской толщи ганальской серии.

| | 426-И | | | | | 561 | | | |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | Gr_c | Gr_r | Bi | Cor | Pl | Gr_c | Gr_r | Bi | Cor |
| SiO ₂ | 38.20 | 38.60 | 36.25 | 49.04 | 60.31 | 37.05 | 37.36 | 34.44 | 47.45 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 3.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 2.96 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 21.70 | 21.19 | 18.50 | 31.99 | 25.13 | 21.28 | 21.21 | 20.09 | 33.09 |
| FeO | 31.41 | 31.87 | 18.35 | 8.39 | 0.05 | 35.43 | 34.68 | 21.76 | 10.05 |
| MnO | 3.56 | 3.91 | 0.16 | 0.32 | 0.00 | 3.85 | 4.83 | 0.19 | 0.40 |
| MgO | 4.05 | 3.62 | 8.66 | 7.93 | 0.00 | 3.41 | 2.60 | 8.06 | 7.37 |
| CaO | 1.21 | 1.15 | 0.00 | 0.02 | 6.69 | 0.95 | 0.92 | 0.00 | 0.02 |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.02 | 0.16 | 0.17 | 7.79 | 0.00 | 0.00 | 0.21 | 0.19 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 9.37 | 0.01 | 0.10 | 0.00 | 0.01 | 9.38 | 0.02 |
| Сумма | 100.17 | 100.37 | 94.46 | 97.88 | 100.07 | 101.98 | 101.63 | 97.09 | 98.61 |
| X_{Mg} | 0.187 | 0.168 | 0.457 | 0.627 | - | 0.146 | 0.118 | 0.398 | 0.566 |
| X_{An} | - | - | - | - | 0.320 | - | - | - | - |
| <i>Alm</i> | 71.8 | 72.8 | - | - | - | 76.0 | 76.4 | - | - |
| <i>Pyr</i> | 16.5 | 14.8 | - | - | - | 13.0 | 10.2 | - | - |
| <i>Spes</i> | 8.2 | 9.0 | - | - | - | 8.4 | 10.8 | - | - |
| <i>Gros</i> | 3.5 | 3.4 | - | - | - | 2.6 | 2.6 | - | - |

| | 561 | | 571-A | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | Pl_c | Pl_r | Gr_c | Gr_r | Gr_r | Bi | Pl_c | Pl_r |
| SiO ₂ | 62.18 | 61.62 | 38.67 | 38.14 | 38.00 | 36.30 | 61.14 | 59.15 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.39 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 23.92 | 23.87 | 22.19 | 22.04 | 22.06 | 19.62 | 25.01 | 26.15 |
| FeO | 0.06 | 0.08 | 30.94 | 31.07 | 30.55 | 18.46 | 0.02 | 0.31 |
| MnO | 0.01 | 0.00 | 3.25 | 4.87 | 5.65 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 0.00 | 0.01 | 5.23 | 4.31 | 3.95 | 10.56 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 4.88 | 5.64 | 1.21 | 1.16 | 1.22 | 0.00 | 6.36 | 7.43 |
| Na ₂ O | 8.49 | 8.83 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.26 | 7.78 | 7.81 |
| K ₂ O | 0.34 | 0.20 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 9.67 | 0.26 | 0.19 |
| Сумма | 99.90 | 100.26 | 101.52 | 101.61 | 101.43 | 97.29 | 100.57 | 101.04 |
| X_{Mg} | - | - | 0.231 | 0.198 | 0.187 | 0.505 | - | - |
| X_{An} | 0.307 | 0.258 | - | - | - | - | 0.306 | 0.341 |
| <i>Alm</i> | - | - | 68.6 | 68.8 | 68.1 | - | - | - |
| <i>Pyr</i> | - | - | 20.7 | 17.0 | 15.7 | - | - | - |
| <i>Spes</i> | - | - | 7.3 | 10.9 | 12.7 | - | - | - |
| <i>Gros</i> | - | - | 3.4 | 3.3 | 3.5 | - | - | - |

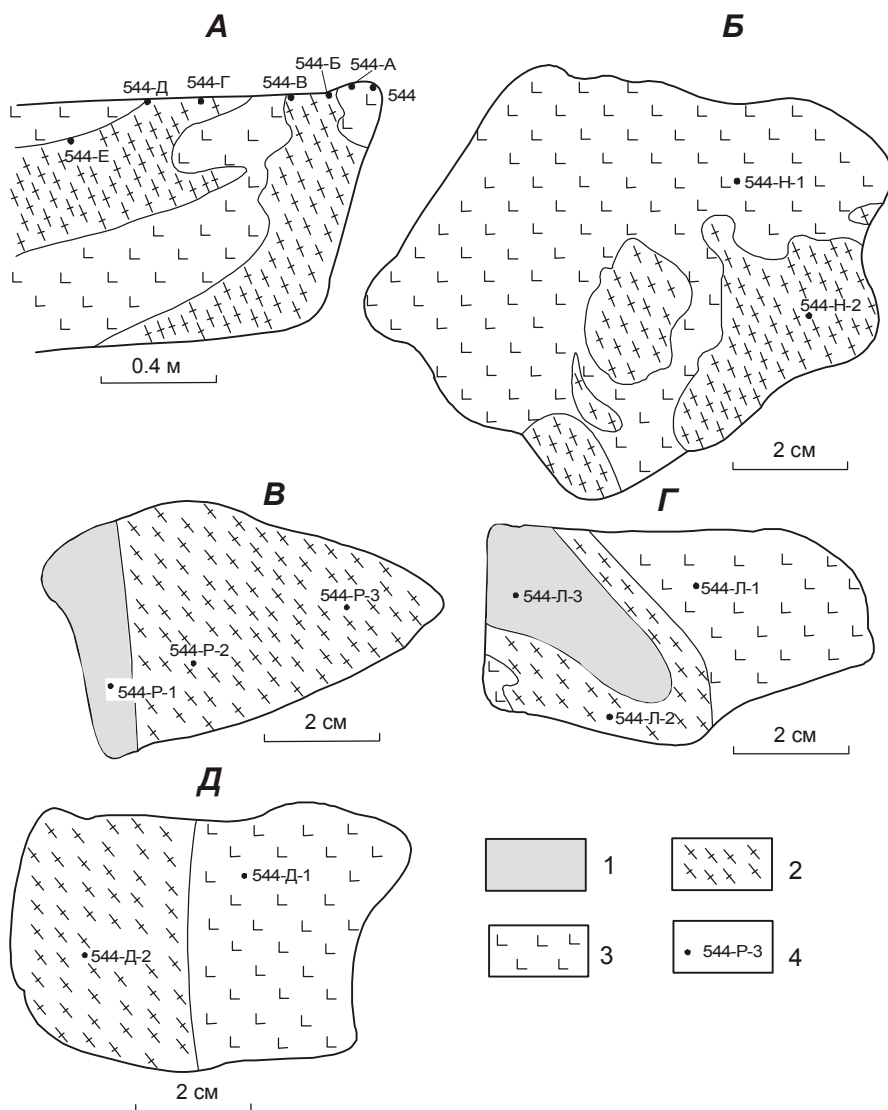


Рис. 4. Контактные взаимоотношения амфиболовых габбро с гранитизированными плагиогнейсами ганальской серии. Истоки р. Вактан Малкинский, т.н. 544 (рис. 2)

А – инъекции габброидного расплава, преобразованного в биотит-ортопироксеновые диориты, в метасоматические биотит-ортопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы,

Б–Д – детали взаимоотношений биотит-ортопироксеновых диоритов лейкократовых выделок с метасоматическими биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами

1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс, 2 – тонко- и мелкозернистый биотит-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллосланец, 3 – биотит-ортопироксеновый диорит, 4 – точки микронзондового анализа минералов.

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ МЕЖДУ АМФИБОЛОВЫМИ ГАББРО И ПЛАГИОГНЕЙСАМИ

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что контакты амфиболовых габбро с гранитизированными плагиогнейсами ганальской серии являются типично магматическими с многочисленными ксенолитами ороговикованных пород субстрата в эндоконтактной зоне (рис. 4). Изучение контакто-реакционных пород показало, что в зоне контакта возникает реакционная метасоматическая зональность, включающая зоны ороговирования, метасоматических изменений и частичного плавления исходного плагиогнейсового субстрата. Метасоматическая колонка включает следующие зоны (от тыловых к передовым): 1) неизменное амфиболовое габбро, 2) контаминированное габбро (габбронорит краевой зоны), 3) биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец, 4) гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс или кристаллический сланец, 5) гранитизированный гранат-биотитовый и гранат-биотит-кордиеритовый плагиогнейс.

В передовой части реакционной колонки замещения температурное воздействие внедряющегося габброидного расплава обуславливает преобразование гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии в гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, различающиеся только количеством кварца. Мощность этой зоны изменения варьирует в широких пределах, определяясь формой контакта амфиболовых габбро и плагиогнейсов субстрата. При крутых падениях контакта (рис. 4, А, Б) мощность формирующихся плагиогнейсов и кристаллических сланцев не превышает первых десятков санти-

метров.

метров, но при пологих контактах и в донных частях магматических тел мощность этих пород может достигать первых десятков метров (рис. 3).

Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и сланцы – мелкозернистые породы с типично метаморфической гранобластовой структурой. Главную роль в их составе играет плагиоклаз An_{28-40} ; содержание кварца и железо-магнезиальных минералов подвержено значительным колебаниям. Гранат (табл. 3) характеризуется варьирующим содержанием пироповой молекулы (от 15–18 до 25 мол.%), гомогенным строением или

слабо выраженной зональностью кристаллов. Содержание граната редко превышает 1–2% объема пород. Ортопироксен En_{53-60} (табл. 3) содержится в количестве 5–10% и частично замещается куммингтонитом. Количество биотита ($X_{Mg}=0.5-0.6$) и кордиерита ($X_{Mg}=0.67-0.71$) подвержено значительным колебаниям. В кордиерите и, реже, в плагиоклазе содержатся многочисленные мелкие включения силлиманита и зеленой железистой шпинели. Fe-Ti-оксиды представлены магнетитом, титаномагнетитом, реже ильменитом, а среди сульфидов преобладают пирит и пирротин.

Таблица 3. Микронзондовые анализы минералов из гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев.

| | 564 | | | | | | | | | 544-Л-3 | |
|--------------------------------|----------|----------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|
| | Gr_c | Gr_r | Cor_c | Cor_r | Bi | Mu | Pl_c | Pl_r | Pl_r | Gr_c | Gr_r |
| SiO ₂ | 37.89 | 38.06 | 48.31 | 48.46 | 36.05 | 44.76 | 57.95 | 58.94 | 61.73 | 38.17 | 38.19 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.17 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 21.96 | 22.68 | 34.99 | 35.43 | 18.51 | 34.70 | 26.33 | 25.64 | 24.46 | 22.08 | 22.33 |
| FeO | 33.01 | 30.73 | 7.67 | 7.55 | 18.73 | 3.48 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 32.94 | 33.18 |
| MnO | 1.49 | 1.71 | 0.06 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.58 | 1.68 |
| MgO | 5.34 | 3.91 | 8.82 | 9.05 | 11.70 | 2.66 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 5.03 | 4.61 |
| CaO | 1.51 | 1.48 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.90 | 7.24 | 5.65 | 1.04 | 1.25 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.19 | 0.20 | 0.45 | 0.20 | 7.20 | 7.63 | 8.05 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 9.24 | 9.82 | 0.43 | 0.52 | 0.13 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 101.20 | 98.59 | 99.85 | 100.76 | 97.85 | 95.63 | 99.85 | 100.05 | 100.14 | 100.86 | 100.24 |
| X_{Mg} | 0.224 | 0.185 | 0.672 | 0.681 | 0.527 | 0.577 | - | - | - | 0.214 | 0.199 |
| X_{An} | - | - | - | - | - | - | 0.368 | 0.334 | 0.277 | - | - |
| Alm | 71.8 | 74.3 | - | - | - | - | - | - | - | 73.5 | 74.2 |
| Pyr | 20.7 | 16.9 | - | - | - | - | - | - | - | 20.0 | 18.4 |
| $Spes$ | 3.3 | 4.2 | - | - | - | - | - | - | - | 3.6 | 3.8 |
| $Gros$ | 4.2 | 4.6 | - | - | - | - | - | - | - | 3.0 | 3.6 |
| | 544-Л-3 | | | | | 571-Т | | | | | |
| | Op_x_c | Op_x_r | Bi | Pl_c | Pl_r | Gr_c | Gr_r | Cor | Bi_1 | Bi_2 | |
| SiO ₂ | 51.96 | 52.34 | 36.28 | 60.30 | 53.89 | 38.32 | 38.31 | 48.61 | 36.76 | 36.21 | |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.06 | 4.32 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 3.79 | 3.86 | |
| Al ₂ O ₃ | 1.07 | 1.04 | 15.12 | 25.98 | 29.57 | 22.25 | 22.31 | 33.07 | 18.03 | 16.10 | |
| FeO | 25.24 | 25.24 | 16.52 | 0.20 | 0.54 | 30.95 | 32.02 | 7.89 | 19.56 | 17.81 | |
| MnO | 0.66 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.79 | 1.74 | 0.13 | 0.00 | 0.04 | |
| MgO | 20.85 | 20.85 | 13.83 | 0.00 | 0.00 | 6.19 | 5.62 | 8.78 | 10.11 | 10.59 | |
| CaO | 0.34 | 0.45 | 0.00 | 6.12 | 11.66 | 1.13 | 1.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.03 | 0.26 | 7.68 | 5.23 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.09 | 0.18 | |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 9.41 | 0.18 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 9.78 | 9.37 | |
| Сумма | 100.19 | 100.59 | 95.74 | 100.46 | 100.97 | 100.63 | 101.00 | 98.64 | 98.12 | 94.17 | |
| X_{Mg} | 0.596 | 0.596 | 0.599 | - | - | 0.263 | 0.238 | 0.665 | 0.477 | 0.514 | |
| X_{An} | - | - | - | 0.302 | 0.550 | - | - | - | - | - | |
| Alm | - | - | - | - | - | 68.4 | 71.1 | - | - | - | |
| Pyr | - | - | - | - | - | 24.4 | 22.2 | - | - | - | |
| $Spes$ | - | - | - | - | - | 4.0 | 3.9 | - | - | - | |
| $Gros$ | - | - | - | - | - | 3.2 | 2.8 | - | - | - | |

Окончание таблицы 3.

| | 571-Т | | 549-М | | | | | | | 544-Р-1 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|---------|
| | Pl_c | Pl_r | Gr_c | Gr_r | Cor_c | Cor_r | Bi | Pl_c | Pl_r | Gr_c |
| SiO ₂ | 61.91 | 59.20 | 38.26 | 38.23 | 48.37 | 48.45 | 35.88 | 58.93 | 60.41 | 38.09 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 4.10 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 24.10 | 26.16 | 22.19 | 22.58 | 34.40 | 34.61 | 18.18 | 26.79 | 25.40 | 22.34 |
| FeO | 0.00 | 0.32 | 28.32 | 29.00 | 6.38 | 6.55 | 16.88 | 0.03 | 0.47 | 31.28 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 4.00 | 3.69 | 0.17 | 0.20 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.01 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 6.69 | 6.94 | 8.86 | 9.51 | 10.50 | 0.00 | 0.00 | 6.95 |
| CaO | 5.97 | 7.02 | 1.21 | 1.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.45 | 7.15 | 1.30 |
| Na ₂ O | 8.17 | 7.82 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 6.36 | 7.67 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.24 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 9.70 | 0.29 | 0.23 | 0.00 |
| Сумма | 100.39 | 100.68 | 100.67 | 101.63 | 98.21 | 99.33 | 95.28 | 99.88 | 101.33 | 101.98 |
| X_{Mg} | - | - | 0.296 | 0.299 | 0.712 | 0.721 | 0.525 | - | - | 0.284 |
| X_{An} | 0.284 | 0.329 | - | - | - | - | - | 0.386 | 0.336 | - |
| Alm | - | - | 61.8 | 62.3 | - | - | - | - | - | 66.1 |
| Pyr | - | - | 26.0 | 29.6 | - | - | - | - | - | 26.1 |
| $Spes$ | - | - | 8.8 | 8.0 | - | - | - | - | - | 4.3 |
| $Gros$ | - | - | 3.4 | 3.1 | - | - | - | - | - | 3.5 |
| | 544-Р-1 | | | | 544-Н-2 | | | | | |
| | Gr_r | Opx_c | Opx_r | Pl_r | Opx | Cor_c | Cor_r | Bi | Pl_c | Pl_r |
| SiO ₂ | 37.70 | 50.68 | 50.14 | 58.14 | 51.61 | 48.26 | 48.57 | 36.33 | 55.37 | 55.07 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.07 | 0.09 | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 3.12 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 22.72 | 3.76 | 3.38 | 26.46 | 1.60 | 34.51 | 34.34 | 17.34 | 28.80 | 29.37 |
| FeO | 30.84 | 28.21 | 27.00 | 0.03 | 24.60 | 4.41 | 4.79 | 14.50 | 0.09 | 0.15 |
| MnO | 1.94 | 0.46 | 0.50 | 0.00 | 0.79 | 0.05 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 6.57 | 17.94 | 17.86 | 0.00 | 20.89 | 10.09 | 10.48 | 14.35 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 1.54 | 0.13 | 0.11 | 8.08 | 0.95 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 9.60 | 9.91 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.20 | 0.00 | 0.20 | 0.13 | 0.27 | 5.60 | 5.53 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 9.01 | 0.08 | 0.05 |
| Сумма | 101.31 | 101.25 | 99.08 | 100.02 | 100.60 | 97.52 | 98.39 | 94.92 | 99.54 | 100.08 |
| X_{Mg} | 0.275 | 0.531 | 0.541 | - | 0.602 | 0.803 | 0.800 | 0.638 | - | - |
| X_{An} | - | - | - | 0.381 | - | - | - | - | 0.484 | 0.496 |
| Alm | 66.4 | 0.3 | 0.2 | - | 1.9 | - | - | - | - | - |
| Pyr | 25.2 | 52.9 | 54.0 | - | 59.1 | - | - | - | - | - |
| $Spes$ | 4.2 | 46.8 | 45.8 | - | 39.0 | - | - | - | - | - |
| $Gros$ | 4.2 | | | | | | | | | |

Примечание. Обр. 564, 544-Л-3 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый кристаллический сланец, 571-Т, 544-Р-1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс, 549-М – гранат-биотит-кордиеритовый кристаллический сланец, 544-Н-2 – ортопироксен-кордиерит-биотитовый кристаллический сланец. Положение точек анализа минералов см. на рис. 4 и 5.

По направлению к тыловым зонам контактового ореола зона гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев сменяется зоной биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев – тонко- и мелкозернистых (размер зерен 0.03–0.2 мм) метасоматических пород (рис. 4,В), состоящих из ортопироксена En_{52-62} (табл. 4), плагиоклаза An_{36-52} , к которым в варьирующих количествах присоединяются биотит ($X_{Mg}=0.56–$

0.65), апатит и Fe-Ti-оксиды. Мощность зоны метасоматических кристаллосланцев небольшая и редко превышает несколько десятков сантиметров (рис. 4, В). Аналогичная смена плагиогнейсов метасоматическими биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами отмечается и в ксенолитах гранитизированных плагиогнейсов в амфиболовых габбро, центральные части которых представлены гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовыми

Таблица 4. Микронзондовые анализы минералов из биотит-ортопироксен-плагноклазовых метасоматических кристаллических сланцев.

| | 544-Н-1 | | | | | | 544-Р-2 | | | | |
|--------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|
| | <i>Орх</i> | <i>Сум_с</i> | <i>Сум_г</i> | <i>Вг</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> | <i>Орх_с</i> | <i>Орх_г</i> | <i>Вг</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> |
| SiO ₂ | 52.38 | 54.36 | 54.35 | 35.51 | 54.84 | 53.05 | 49.56 | 51.01 | 35.51 | 59.41 | 59.79 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 2.46 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.03 | 3.27 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 1.10 | 2.18 | 2.44 | 16.35 | 29.67 | 30.79 | 3.36 | 2.19 | 17.44 | 25.96 | 25.40 |
| FeO | 23.09 | 18.95 | 19.08 | 14.25 | 0.06 | 0.23 | 28.20 | 28.49 | 17.03 | 0.28 | 0.46 |
| MnO | 0.75 | 0.61 | 0.59 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.56 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 22.44 | 21.04 | 20.86 | 15.96 | 0.00 | 0.00 | 17.39 | 17.49 | 12.37 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.32 | 0.39 | 0.33 | 0.39 | 10.33 | 11.19 | 0.09 | 0.14 | 0.00 | 7.45 | 7.57 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.17 | 5.63 | 5.82 | 0.00 | 0.00 | 0.42 | 7.42 | 7.21 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 7.55 | 0.11 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 8.66 | 0.10 | 0.10 |
| Сумма | 100.11 | 97.60 | 97.75 | 93.25 | 100.64 | 101.17 | 99.27 | 99.93 | 94.70 | 100.62 | 100.53 |
| <i>X_{Mg}</i> | 0.634 | 0.526 | 0.522 | 0.666 | - | - | 0.524 | 0.523 | 0.564 | - | - |
| <i>X_{An}</i> | - | - | - | - | 0.500 | 0.513 | - | - | - | 0.355 | 0.365 |
| <i>W_O</i> | 0.6 | - | - | - | - | - | 0.2 | 0.3 | - | - | - |
| <i>En</i> | 63.0 | - | - | - | - | - | 52.3 | 52.1 | - | - | - |
| <i>Fs</i> | 36.4 | - | - | - | - | - | 47.5 | 47.6 | - | - | - |
| | 544-Р-3 | | | | | 544-Л-2 | | | | | 544-Л-1 |
| | <i>Орх_с</i> | <i>Орх_г</i> | <i>Вг</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> | <i>Орх_с</i> | <i>Орх_г</i> | <i>Вг</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> | <i>Орх_с</i> |
| SiO ₂ | 50.04 | 49.55 | 36.43 | 59.12 | 58.67 | 52.68 | 52.53 | 36.76 | 55.18 | 54.52 | 52.36 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0.07 | 3.05 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 3.95 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 3.16 | 3.57 | 17.71 | 26.20 | 26.01 | 1.01 | 1.04 | 15.59 | 28.78 | 29.18 | 0.86 |
| FeO | 28.24 | 29.06 | 16.94 | 0.28 | 0.23 | 24.93 | 25.07 | 16.05 | 0.37 | 0.67 | 24.42 |
| MnO | 0.55 | 0.49 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.64 | 0.66 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.56 |
| MgO | 17.15 | 17.45 | 12.25 | 0.00 | 0.00 | 21.37 | 21.65 | 14.00 | 0.00 | 0.00 | 21.37 |
| CaO | 0.13 | 0.09 | 0.00 | 7.43 | 7.87 | 0.56 | 0.51 | 0.00 | 10.98 | 11.17 | 0.51 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.34 | 6.72 | 7.14 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 5.60 | 5.54 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 8.84 | 0.14 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 9.31 | 0.13 | 0.08 | 0.01 |
| Сумма | 99.38 | 100.28 | 95.62 | 99.89 | 100.05 | 101.24 | 101.50 | 95.72 | 101.04 | 101.16 | 100.12 |
| <i>X_{Mg}</i> | 0.520 | 0.517 | 0.563 | - | - | 0.604 | 0.606 | 0.609 | - | - | 0.609 |
| <i>X_{An}</i> | - | - | - | 0.376 | 0.376 | - | - | - | 0.516 | 0.525 | - |
| <i>W_O</i> | 0.3 | 0.2 | - | - | - | 1.1 | 1.0 | - | - | - | 1.0 |
| <i>En</i> | 51.8 | 51.6 | - | - | - | 59.8 | 60.0 | - | - | - | 60.3 |
| <i>Fs</i> | 47.9 | 48.2 | - | - | - | 39.1 | 39.0 | - | - | - | 38.7 |
| | 544-Л-1 | | | | 544-Л-2 | | | | | 544-Л-1 | |
| | <i>Орх_г</i> | <i>Hb</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> | <i>Орх_с</i> | <i>Орх_г</i> | <i>Вг</i> | <i>Pl_с</i> | <i>Pl_г</i> | <i>Орх_с</i> | <i>Орх_г</i> |
| SiO ₂ | 51.66 | 45.20 | 55.54 | 54.03 | 52.92 | 52.51 | 36.89 | 55.77 | 55.16 | 52.68 | 52.90 |
| TiO ₂ | 0.04 | 1.18 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.08 | 3.07 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 0.96 | 9.83 | 28.17 | 29.27 | 1.41 | 1.38 | 15.95 | 28.68 | 29.21 | 0.86 | 0.92 |
| FeO | 25.40 | 14.49 | 0.18 | 0.26 | 23.67 | 23.40 | 14.49 | 0.13 | 0.20 | 23.88 | 24.37 |
| MnO | 0.62 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.67 | 0.69 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.57 | 0.61 |
| MgO | 21.15 | 13.68 | 0.00 | 0.00 | 22.18 | 22.23 | 15.19 | 0.00 | 0.00 | 22.15 | 21.54 |
| CaO | 0.55 | 11.08 | 10.57 | 11.72 | 0.42 | 0.38 | 0.03 | 10.57 | 11.32 | 0.38 | 0.50 |
| Na ₂ O | 0.01 | 1.23 | 5.70 | 5.14 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 6.05 | 5.73 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.71 | 0.25 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 9.05 | 0.16 | 0.10 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 100.39 | 97.48 | 100.41 | 100.61 | 101.33 | 100.67 | 94.72 | 101.36 | 101.72 | 100.56 | 100.88 |
| <i>X_{Mg}</i> | 0.597 | 0.627 | - | - | 0.625 | 0.629 | 0.651 | - | - | 0.623 | 0.612 |
| <i>X_{An}</i> | - | - | 0.499 | 0.552 | - | - | - | 0.487 | 0.519 | - | - |
| <i>W_O</i> | 1.1 | - | - | - | 0.8 | 0.8 | - | - | - | 0.8 | 1.0 |
| <i>En</i> | 59.1 | - | - | - | 62.0 | 62.4 | - | - | - | 61.8 | 60.6 |
| <i>Fs</i> | 39.8 | - | - | - | 37.2 | 36.8 | - | - | - | 37.4 | 38.4 |

Окончание таблицы 4.

| | 544-Д-1 | | | 544-3-1 | | | | | | | 571-Е |
|--------------------------------|-----------|-----------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|-----------|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|
| | <i>Bi</i> | <i>Pl_c</i> | <i>Pl_r</i> | <i>Opx_c</i> | <i>Opx_r</i> | <i>Bi</i> | <i>Cum_c</i> | <i>Cum_r</i> | <i>Pl_c</i> | <i>Pl_r</i> | <i>Opx_c</i> |
| SiO ₂ | 37.29 | 51.85 | 48.36 | 51.79 | 52.88 | 37.80 | 54.13 | 54.17 | 50.87 | 49.48 | 54.62 |
| TiO ₂ | 3.24 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 3.13 | 0.08 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 15.90 | 32.37 | 35.16 | 1.33 | 1.34 | 16.32 | 1.82 | 1.93 | 31.69 | 32.48 | 0.78 |
| FeO | 14.72 | 0.17 | 0.24 | 23.77 | 24.15 | 13.89 | 19.38 | 20.25 | 0.25 | 0.22 | 18.03 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.72 | 0.70 | 0.00 | 0.60 | 0.63 | 0.00 | 0.00 | 0.23 |
| MgO | 15.67 | 0.00 | 0.00 | 22.18 | 22.13 | 16.25 | 20.45 | 20.63 | 0.00 | 0.00 | 24.56 |
| CaO | 0.09 | 12.60 | 15.13 | 0.49 | 0.36 | 0.00 | 1.10 | 0.95 | 14.26 | 14.85 | 0.86 |
| Na ₂ O | 0.03 | 4.56 | 2.71 | 0.02 | 0.00 | 0.19 | 0.23 | 0.25 | 3.65 | 3.38 | 0.02 |
| K ₂ O | 8.75 | 0.09 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 9.41 | 0.00 | 0.01 | 0.08 | 0.05 | 0.01 |
| Сумма | 95.69 | 101.64 | 101.64 | 100.35 | 101.60 | 96.99 | 97.79 | 98.96 | 100.80 | 100.46 | 99.21 |
| <i>X_{Mg}</i> | 0.655 | - | - | 0.624 | 0.620 | 0.676 | 0.653 | 0.645 | - | - | 0.708 |
| <i>X_{An}</i> | - | 0.601 | 0.753 | - | - | - | - | - | 0.680 | 0.706 | - |
| <i>Wo</i> | - | - | - | 1.0 | 0.7 | - | - | - | - | - | 1.7 |
| <i>En</i> | - | - | - | 61.8 | 61.6 | - | - | - | - | - | 69.6 |
| <i>Fs</i> | - | - | - | 37.2 | 37.7 | - | - | - | - | - | 28.7 |

| | 571-Е | | | | 564-Б | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|-----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|------------|-----------|-----------------------|-----------------------|
| | <i>Opx_r</i> | <i>Bi</i> | <i>Pl_c</i> | <i>Pl_r</i> | <i>Gr_c</i> | <i>Gr_r</i> | <i>Opx</i> | <i>Bi</i> | <i>Pl_c</i> | <i>Pl_r</i> |
| SiO ₂ | 53.84 | 37.81 | 53.26 | 57.03 | 37.85 | 37.83 | 52.68 | 35.80 | 57.37 | 58.02 |
| TiO ₂ | 0.10 | 3.07 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 4.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 0.97 | 17.10 | 30.32 | 27.24 | 22.08 | 22.01 | 3.66 | 17.63 | 27.07 | 26.88 |
| FeO | 20.74 | 13.69 | 0.11 | 0.11 | 31.26 | 31.88 | 24.44 | 17.07 | 0.15 | 0.27 |
| MnO | 0.28 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.87 | 1.94 | 0.76 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 23.04 | 14.57 | 0.00 | 0.00 | 6.44 | 6.41 | 15.55 | 11.77 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.75 | 0.00 | 12.60 | 9.21 | 1.37 | 1.76 | 0.33 | 0.36 | 8.90 | 8.40 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.28 | 4.46 | 6.51 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 0.32 | 6.67 | 6.70 |
| K ₂ O | 0.02 | 9.47 | 0.08 | 0.10 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 9.80 | 0.38 | 0.33 |
| Сумма | 99.74 | 95.99 | 100.83 | 100.21 | 100.89 | 101.83 | 97.91 | 96.75 | 100.54 | 100.60 |
| <i>X_{Mg}</i> | 0.664 | 0.655 | - | - | 0.269 | 0.264 | 0.531 | 0.551 | - | - |
| <i>X_{An}</i> | - | - | 0.607 | 0.436 | - | - | - | - | 0.415 | 0.402 |
| <i>Wo</i> | 1.5 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>En</i> | 65.4 | - | - | - | -7 | - | - | - | - | - |
| <i>Fs</i> | 33.1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

Примечание. Обр. 544-Н-2, 544-Р-2, 544-Л-2, 544-Д-2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец; 544-Н-1, 544-Р-3, 544-Л-1, 544-Д-1, 544-3-1, 571-Е – биотит-ортопироксеновый диорит; 564-Б – биотит-ортопироксеновый диорит с реликтами кордиерита и граната (гранат – центр-край: *Alm*-67.4-67.2, *Pyr*-24.7-24.0, *Spes*-4.1-4.1, *Gros*-3.8-4.7). Положение точек анализа минералов см. на рис. 4 и 5.

плагиогнейсами или кристаллическим сланцами, а краевые зоны – биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми тонкозернистыми или мелкозернистыми кристаллическим сланцами (рис. 4, Г, рис. 5, В, Г). Мелкие ксенолиты плагиогнейсового субстрата обычно полностью преобразованы в биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы (рис. 5, Б, Д).

С приближением к контакту с амфиболовыми габбро в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых ме-

тасоматических кристаллических сланцах отмечается образование обособлений, сегрегаций и прожилковидных выделений более лейкократового и более крупнозернистого ортопироксен-плагиоклазового (±биотит) состава. Этот процесс начинается с появления в тонко- или мелкозернистых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах отдельных таблитчатых и призматических кристаллов плагиоклаза и ортопироксена размером 0.5–1.5 мм (рис. 6), которые с увеличением их количества обра-

Таблица 5. Изменение химического состава плагиогнейсов ганальской серии при замещении амфиболовыми габброидами.

| | Амфиболовое габбро | Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы с магматическими обособлениями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------|---|--------|--------|-------|-------|---------|-------|-------|--------|-------|
| | 571-С | 544-Л | 544-В | 544-Б | 544-К | 550 | 544-Д-2 | 544 | 564-В | 571-Е | 564-Б |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 44.57 | 42.40 | 47.56 | 48.89 | 48.72 | 49.85 | 49.51 | 51.27 | 54.45 | 58.75 | 59.55 |
| TiO ₂ | 0.52 | 2.25 | 1.13 | 0.97 | 1.18 | 0.85 | 0.99 | 0.96 | 0.80 | 0.56 | 0.80 |
| Al ₂ O ₃ | 20.50 | 15.51 | 19.21 | 21.32 | 19.43 | 20.29 | 18.98 | 18.97 | 17.90 | 15.52 | 17.77 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.85 | 9.29 | 5.80 | 5.27 | 3.71 | 2.77 | 3.66 | 5.48 | 2.48 | 0.32 | 0.60 |
| FeO | 4.65 | 9.50 | 7.02 | 6.08 | 8.26 | 8.22 | 7.43 | 6.35 | 5.96 | 7.81 | 7.20 |
| MnO | 0.18 | 0.25 | 0.21 | 0.28 | 0.16 | 0.18 | 0.20 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.13 |
| MgO | 8.50 | 9.42 | 5.01 | 3.63 | 6.18 | 6.76 | 6.11 | 4.03 | 3.98 | 8.37 | 3.78 |
| CaO | 13.10 | 5.11 | 11.62 | 9.69 | 6.94 | 6.73 | 7.27 | 9.35 | 8.36 | 4.42 | 4.08 |
| Na ₂ O | 1.09 | 2.15 | 2.16 | 3.44 | 3.02 | 2.46 | 3.30 | 2.83 | 3.56 | 2.37 | 3.24 |
| K ₂ O | 0.44 | 1.19 | 0.32 | 0.33 | 0.85 | 0.09 | 0.43 | 0.40 | 1.05 | 0.96 | 1.17 |
| П.п.п. | 1.65 | 2.13 | 0.10 | 0.19 | 1.09 | 1.11 | 1.24 | 0.01 | 0.81 | 0.98 | 1.04 |
| Сумма | 100.16 | 99.44 | 100.14 | 100.09 | 99.67 | 99.31 | 99.51 | 99.83 | 99.53 | 100.21 | 99.36 |

| | Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы | | | | Мигматизированные плагиогнейсы ганальской серии | | | | | | |
|--------------------------------|--|-------|-------|-------|---|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | 549-М | 552 | 564 | 571-Г | 421 | 426-И | 541-И | 552-Г | 553-В | 554-Е | 571-Г |
| | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| SiO ₂ | 56.45 | 63.58 | 58.30 | 63.75 | 62.30 | 66.08 | 69.81 | 60.48 | 65.94 | 69.46 | 67.35 |
| TiO ₂ | 1.09 | 0.91 | 0.95 | 0.90 | 0.80 | 0.53 | 0.54 | 0.97 | 0.85 | 0.58 | 0.72 |
| Al ₂ O ₃ | 20.68 | 15.87 | 17.94 | 17.34 | 17.50 | 14.05 | 15.42 | 17.70 | 16.50 | 15.98 | 14.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.12 | 1.91 | 0.25 | 0.58 | 4.13 | 1.93 | 0.00 | 1.87 | 1.18 | 0.57 | 0.96 |
| FeO | 8.43 | 5.85 | 6.99 | 5.55 | 3.45 | 5.10 | 3.47 | 5.48 | 3.57 | 3.17 | 4.41 |
| MnO | 0.24 | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.18 | 0.05 | 0.21 | 0.13 | 0.09 | 0.08 | 0.13 |
| MgO | 4.37 | 3.05 | 3.84 | 3.20 | 2.89 | 2.48 | 2.46 | 3.22 | 2.64 | 1.97 | 2.86 |
| CaO | 1.97 | 3.25 | 3.42 | 2.65 | 1.76 | 2.30 | 2.68 | 2.42 | 1.85 | 2.52 | 2.28 |
| Na ₂ O | 2.14 | 2.43 | 2.95 | 2.75 | 2.22 | 5.05 | 0.83 | 3.24 | 3.10 | 3.24 | 2.92 |
| K ₂ O | 1.17 | 0.90 | 1.69 | 1.17 | 2.60 | 0.40 | 1.63 | 3.39 | 2.73 | 1.52 | 1.86 |
| П.п.п. | 2.65 | 2.04 | 2.86 | 1.50 | 2.16 | 2.26 | 0.86 | 1.12 | 1.50 | 0.98 | 1.04 |
| Сумма | 99.31 | 99.94 | 99.31 | 99.52 | 99.99 | 100.50 | 99.91 | 100.02 | 99.95 | 100.07 | 99.32 |

В сумму дополнительно включено P₂O₅ (мас. %): 571-С – 0.11, 544-Л – 0.24, 544-К – 0.13, 544-Д-2 – 0.39, 426-И – 0.27.

зуют выделения и обособления типа лейкосомы мигматитов мощностью от долей до нескольких сантиметров. Породы этих сегрегаций обладают типичными магматическими структурами – гипидиоморфно-зернистой и реже габброидной. Контакты между метасоматическими кристаллосланцами и новообразованными сегрегациями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава довольно резкие; метасоматические кристаллосланцы четко выделяются своим тонкозернистым сложением и более темной окраской из-за примеси пылевидного графитового материала (рис. 7). Иногда новообразованные кристаллы орто-

пироксена лейкократовых сегрегаций группируются в цепочки, ориентированные согласно реликтовой полосчатости исходных метаморфических пород. Характерной особенностью новообразованного материала, как и биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, является резко повышенное содержание в них апатита, обилие которого свидетельствует о высокой флюидонасыщенности внедряющегося габброидного расплава.

Породы формирующихся магматических выплавок имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и, реже, лейкократовых норитов. В их составе

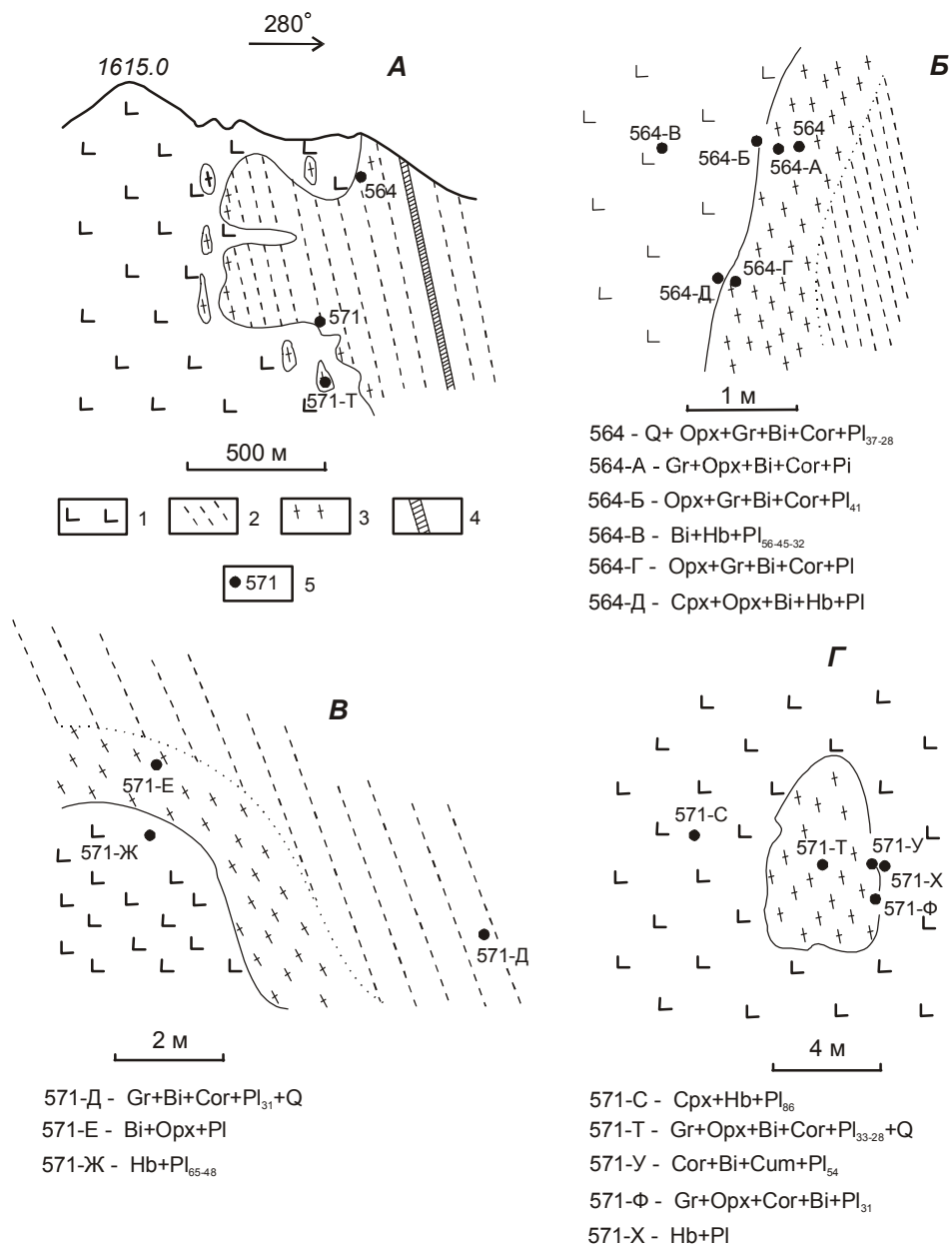


Рис. 5. Контактные взаимоотношения амфиболовых габбро с плагиогнейсами ганальской серии в истоках р.Вактан Малкинский

А – схематическая зарисовка контакта на северных скатах высоты 1615.0 м (см. рис. 2)

Б–В – детали контактовых взаимоотношений,

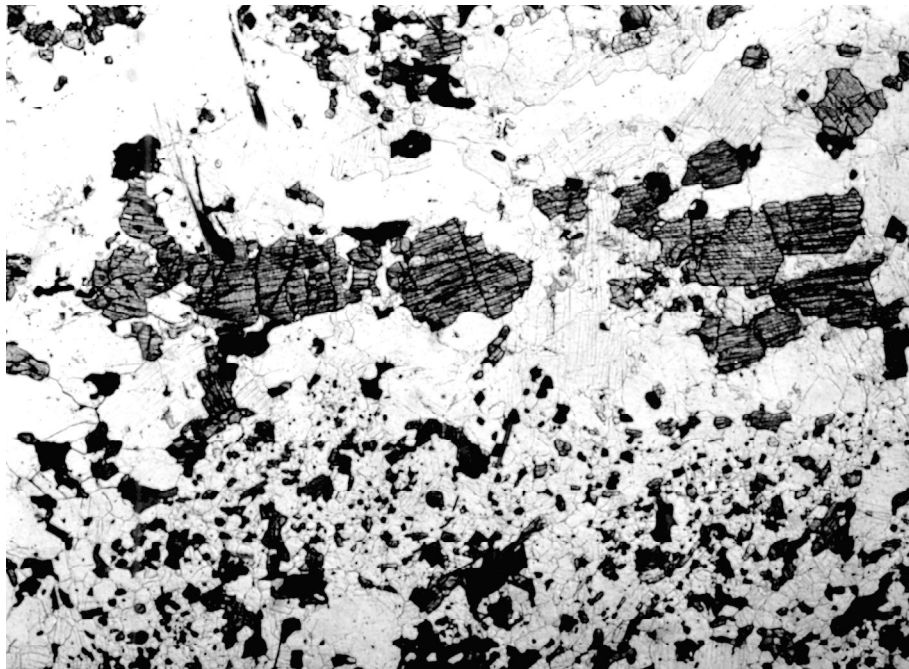
Г – крупный ксенолит ороговикованных и метасоматически измененных плагиогнейсов, в центре которого наблюдаются гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы (обр. 571-Т).

1 – амфиболовое габбро, 2 – исходный гранитизированный плагиогнейс, 3 – ороговикованный и метасоматически измененный плагиогнейс, 4 – амфиболит, 5 – места отбора образцов.

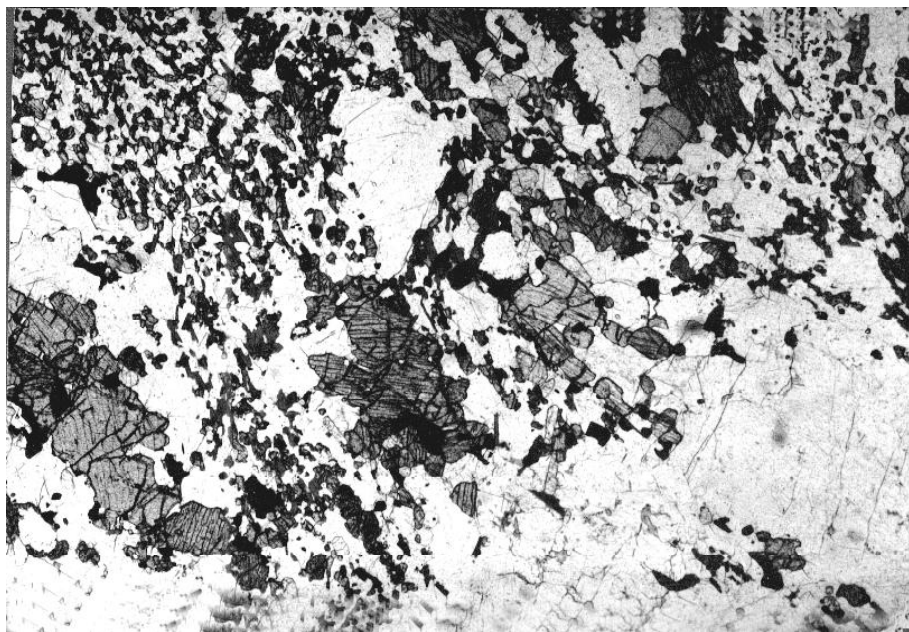
главными минералами являются плагиоклаз An_{50-75} (иногда снижающий свою основность до An_{45} , обр. 571-Е, табл. 4), ортопироксен En_{59-69} (табл. 4), частично замещаемый куммингтонитом, меньше – биотит ($X_{Mg}=0.56-0.68$), апатит и Fe-Ti-оксиды. Размер кристаллов ортопироксена и плагиоклаза этих пород составляет 0.5–1.5 мм, на фоне которых отмечаются отдельные порфиоровидные выделения плагиоклаза, реже – ортопироксена размером до 2–3 мм. Иногда в этих породах могут сохраняться реликтовые кристаллы граната и кордиерита (табл. 4, обр. 564-Б). Как в новообразованных магматических выплавках, так и в метасоматических кристаллосланцах отмечаются отдельные кристаллы и скопления зеленого амфибола, частично корродирующего ортопироксен

(или частично замещающий его куммингтонит). Мощность зоны, где в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах формируются магматические сегрегации и обособления, не превышает нескольких десятков сантиметров.

Сходные процессы образования лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых обособлений в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах устанавливаются и в зоне экзоконтакта дометаморфических габбро-норитов Юрчикского массива, только мощность метасоматических преобразований исходного субстрата достигает нескольких десятков и даже первых сотен метров [29]. Так, на юго-восточных скатах высоты 1644.0 м в верхнем течении р. Вактан



А



Б

Рис. 6. Бiotит-ортопироксеновый диорит в тонкозернистом биотит-ортопироксен-плаггиоклазовом метасоматическом кристаллосланце. А – шл. 544-И, Б – шл. 544-Л-2. Увел. $\times 25$. Без анализатора.

Ганальский в биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитах отмечаются многочисленные сегрегации и прожилки более крупнозернистого и более лейкократового биотит-ортопироксен-плаггиоклазового материала, состав которого аналогичен составу биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых обособлений, описанных выше.

В зоне эндоконтакта амфиболовых габбро с ороговикованными и метасоматически измененными плаггиогнейсами в габбро за счет частичного усвоения компонентов боковых пород формируются кристаллы ортопироксена, вытесняющего клинопи-

роксен и роговую обманку, а также происходит снижение основности плаггиоклаза от An_{85-90} до An_{56-60} . Обычно маломощные инъекции амфиболового габбро в боковые породы почти полностью преобразованы в габбронориты краевой зоны (например, рис. 4, А). В зоне краевого габбро наблюдается обрастание и частичное замещение новообразованного ортопироксена зеленым амфиболом, типичным для амфиболовых габбро, т.е. происходит "наступление" внедряющегося габброидного расплава. Мощность зоны эндоконтактового контаминированного габбро не превышает нескольких сантиметров.

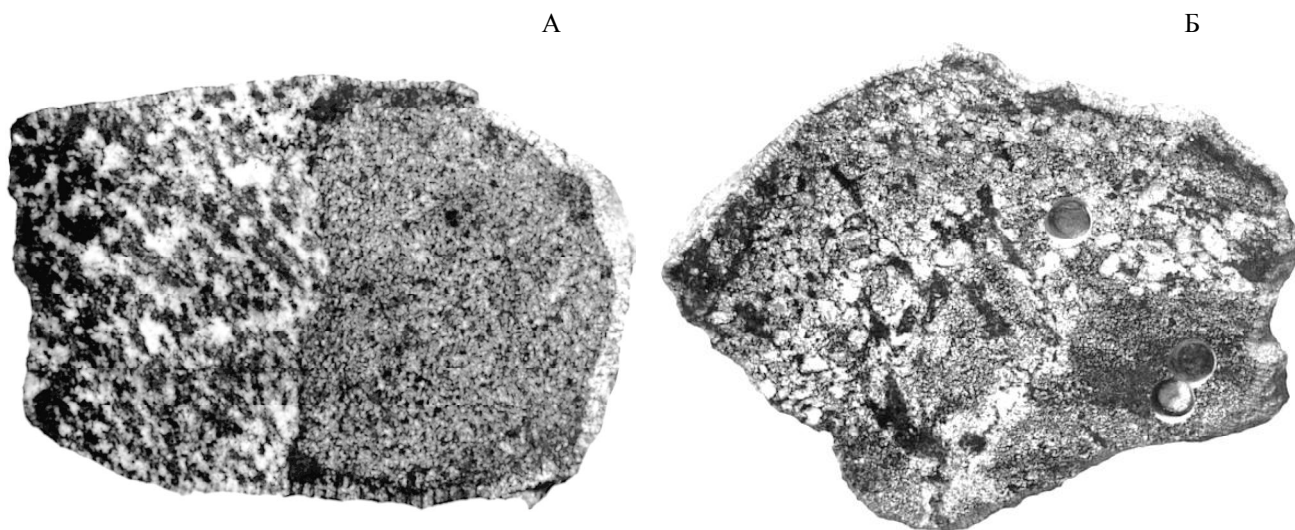


Рис. 7. Контакт между биотит-ортопироксеновым диоритом (544-Д-1) и метасоматическим биотит-ортопироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцем (544-Д-2). А – обр. 544-Д, Б – обр. 544-Н. Нат. величина.

Изменение минеральных ассоциаций и состава минералов при реакционном взаимодействии плагиогнейсов с габброидным расплавом приведено в табл. 3 и 4. Использование различных минеральных геотермометров показывает, что эти процессы осуществлялись при температуре около 750°C и давлении 2–4 кбар, снижаясь с удалением от контакта с габбро до температуры 600–640°C, типичной для гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии.

Минералы формирующихся пород изученной метасоматической колонки обладают рядом специфических особенностей. Так, ортопироксен отличается повышенной кальциевостью и марганцовистостью, его магниальность наибольшая в зоне формирования лейкократовых выплавок в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах и снижается при движении к внутренним частям контактового ореола. Наоборот, глиноземистость ортопироксена возрастает в этом же направлении и она наивысшая в зоне гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Составы гранатов из вмещающих гранитизированных плагиогнейсов и новообразованных гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев также резко различны. Содержание пироповой молекулы в гранате гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов значительно выше ее концентрации в гранитизированных плагиогнейсах ганальской серии (табл. 2). Кроме того, гранаты последних обладают ярко выраженной регрессивной зональностью, отражающей процессы гранитизации, в противоположность гомогенному строению или слабо выраженной зональности

кристаллов граната гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев внутренних частей ореола.

Сравнение составов пород изученной метасоматической зональности показывает, что от тыловых к передовым зонам происходит значительный вынос оксида кремния и, наоборот, привнос FeO, MgO и CaO, обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава (табл. 5, рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ изменения составов минералов реакционной колонки замещения плагиогнейсов на контакте с амфиболовыми габбро в Ганальском хребте свидетельствует о том, что от тыловых к передовым ее зонам происходит закономерное повышение железистости темноцветных минералов (особенно заметное по изменению состава ортопироксена) и параллельное снижение основности плагиоклаза. В неизменном амфиболовом габбро плагиоклаз представлен An_{85-90} (табл. 1), снижаясь до An_{56-60} в габбронорите краевой зоны. В лейкократовых выплавах биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава в пределах зоны метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев плагиоклаз варьирует от An_{50-55} до An_{60-75} (табл. 4), снижаясь до An_{38-52} (табл. 4) в самих кристаллосланцах и далее до An_{28-40} в зоне гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев (табл. 3). Железистость ортопироксена в этом же направлении повышается от En_{60-70} в лейкок-

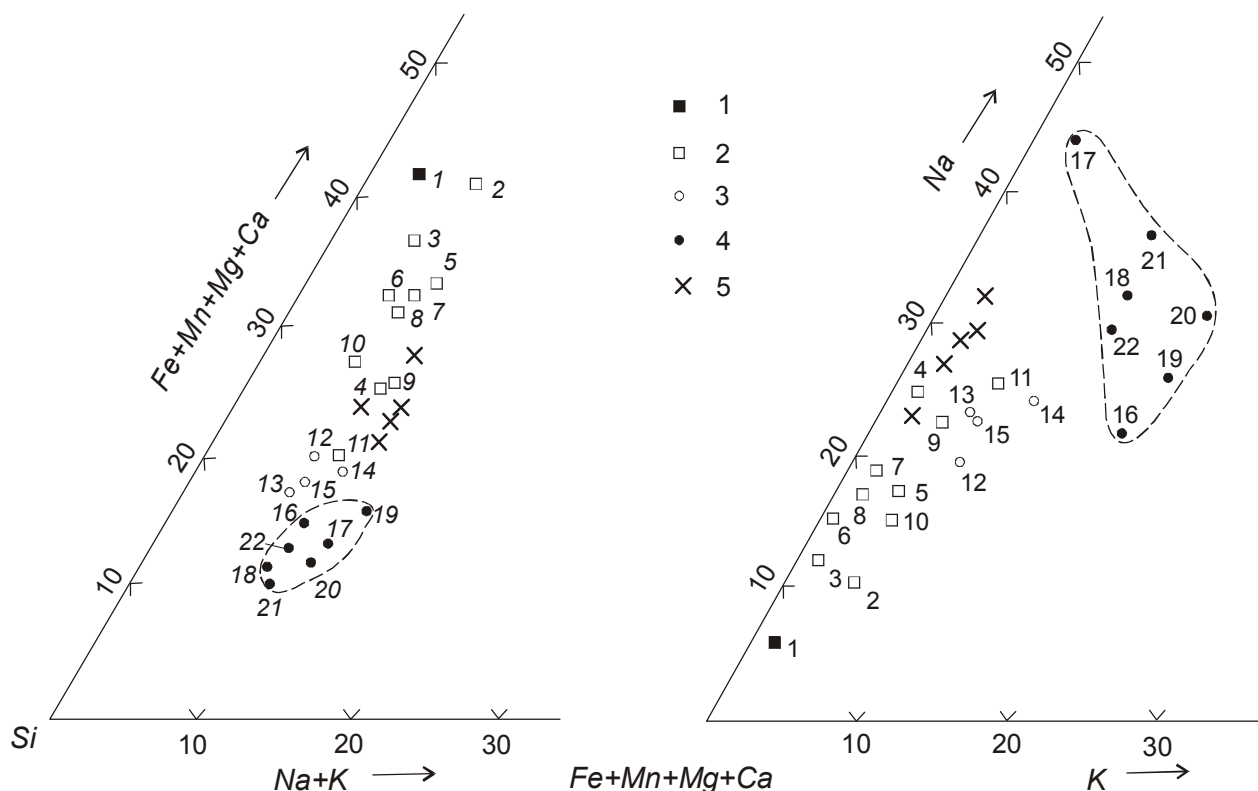


Рис. 8. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие процессы базификации на контакте амфиболовых габбро и гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии (использованы данные табл. 5)

1 – амфиболовое габбро, 2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец с обособлениями и сегрегациями биотит-ортопироксеновых диоритов, 3 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс и кристаллический сланец, 4 – гранитизированный плагиогнейс ганальской серии, 5 – метасоматический биотит-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец из контактового ореола дометаморфических габброноритов Юрчикского массива (источники р. Вактан Ганальский [29]).

ратовых выплавках до En_{56-65} в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах и далее до En_{46-59} в гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсах и кристаллических сланцах (табл. 3). Подобное однонаправленное изменение состава минералов реакционной метасоматической колонки типично для инфильтрационных, а не для диффузионных колонок замещения [6, 7].

Состав расплава, возникающего в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, определяется андезитовым температурным минимумом, к которому смещаются базитовые расплавы при взаимодействии с сиалическим субстратом [20, 21]. Взаимодействие амфиболового габбро с гранитизированными плагиогнейсами в Ганальском хребте происходит на средних глубинах, отвечающих литостатическому давлению 2–4 кбар, что сопровождается возрастанием флюидного давления в магматическом очаге и смещением андезитового температурного минимума в сторону более крем-

некислых составов. Поэтому формирующиеся магматические расплавы в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и, реже, лейкократовых норитов (табл. 5).

Экспериментальное моделирование процессов взаимодействия габброидного расплава с осадочным материалом континентальной коры подтверждают природные наблюдения базификации и десиликации исходных боковых пород. Благодаря растворению в габброидной магме пород, богатых SiO_2 и Al_2O_3 , в кристаллизующемся контаминированном расплаве возрастает содержание этих компонентов, в результате вместо оливин-клинопироксенового габброидного парагенезиса возникает парагенезис, отвечающий норитам и габброноритам. Исследования системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ позволило повторить давно известный вывод [34] о том, что ассимиляция базальтовым или габброидным расплавом боковых пород, богатых оксидами кремния и алюминия, ведет к смене ассоциации $Spx+Pl \pm Ol$ ассоциации-

ей $Orx+Pl$, т.е. возникают норитовые парагенезисы. Растворение осадочного материала в габброидном расплаве обуславливает понижение его температуры, что определяет быструю кристаллизацию загрязненного норитового или габброноритового расплава и возникновению мелкозернистых пород, что подтверждается наблюдениями над природными образцами.

Экспериментальные исследования, выполненные в последние годы [39, 45], позволили ряду исследователей вернуться к представлениям Боуэна [33] о большой роли процессов ассимиляции пород континентальной коры магмами мантийного происхождения в формировании кремнекислых гранитоидных образований. Так, эксперименты [45, 48, 49] дали возможность предположить, что в природных условиях мантийные магмы могут ассимилировать до 50% корового субстрата, формируя кремнекислые расплавы, мигрирующие в верхние горизонты коры, и комплементарные им норитовые и габброноритовые гранулитоподобные образования, накапливающиеся в нижних частях земной коры. Было показано, что увеличение парциального давления воды во флюиде обуславливает смещение составов формирующихся гранитоидных расплавов в область менее кремнекислых (дацитовых и даже андезитовых) составов [45].

Таким образом, изложенный выше материал по реакционному взаимодействию амфиболовых габбро с плагиогнейсовым субстратом показывает, что на фронте замещения боковых пород происходит их ороговикование, метасоматическое изменение и частичное замещение расплавом с усвоением в формирующемся расплаве компонентов замещаемых пород, смещающих эвтектические и котектические составы в сторону андезитового температурного минимума.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал по реакционному взаимодействию амфиболовых габбро Юрчикского массива с плагиогнейсами ганальской серии показывает, что на их контакте образуется колонка замещения, включающая зоны ороговикования и метасоматического изменения исходного субстрата и его частичного замещения расплавом с образованием смешанных пород. На фронте замещения происходит частичное растворение и расплавление исходного субстрата во внедряющемся расплаве с усвоением формирующимся расплавом компонентов замещаемых пород и выносом компонентов, избыточных по отношению к габброидной эвтектике. Это обуславливает смещение эвтектических и котектических составов образующихся расплавов в сторону андезитового температурного минимума. Процессы реакционного взаи-

модействия габброидов с гранитизированными плагиогнейсами в Ганальском хребте происходят в условиях средних глубин, отвечающих литостатическому давлению 2–4 кбар, обуславливающих смещение андезитового температурного минимума в сторону более кремнекислых образований. Поэтому формирующиеся расплавы в зоне частичного плавления метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев отвечают биотит-ортопироксеновым диоритам и, реже, лейкократовым норитам. К периферии ореола замещения зона метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев с лейкократовыми магматическими выплавками сменяется зоной ороговикovaných и метасоматически измененных гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев и, далее, неизменными плагиогнейсами ганальской серии.

Сравнение составов пород изученной метасоматической зональности показывает, что от тыловых к передовым ее зонам происходит значительный вынос оксида кремния и, наоборот, привнос FeO , MgO и CaO , обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава.

Благодарности. Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность рецензенту Л.В.Эйришу и проф. Е.Н.Граменицкому за их ценные замечания и пожелания, способствовавшие значительному улучшению работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 16–28.
2. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горошенко Г.Л. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа Камчатки // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 930–936.
3. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Т. XXXI. М.: Недра, 1964. 734 с.
4. Герман Л.Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Сов. геология. 1975. № 7. С. 118–126.
5. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
6. Граменицкий Е.Н. Механизм магматического замещения (на примере контактовой зоны Сыростанского массива на Южном Урале) // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 3. С. 62–77.
7. Граменицкий Е.Н., Лунин П.В. Подходы к экспериментальному моделированию магматического замещения // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология.

1996. № 6. С. 16–26.
8. Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
 9. Гурулев С.А. Условия формирования основных расчлененных интрузий. М.: Наука, 1983. 249 с.
 10. Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967. 245 с.
 11. Дюфур М.С., Ерешко Э.М., Лебедев М.М. и др. О спорпыльцевых комплексах из метаморфических отложений Камчатки и возрасте вмещающих их толщ // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. Вып. 2. С. 103–113.
 12. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
 13. Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 2. С. 443–446.
 14. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.
 15. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
 16. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220–234.
 17. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
 18. Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47–57.
 19. Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Тектоническая расчлененность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
 20. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 24–38.
 21. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
 22. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
 23. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
 24. Старков Г.Н. Кортландиты Южной Камчатки // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 62–79.
 25. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977а. Т. 234, № 3. С. 677–680.
 26. Тарарин И.А. Геология и петрография зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 10–37.
 27. Тарарин И.А. Магматическое замещение на контакте габброидов и плагиогнейсов в Ганальском хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 1. С. 179–184.
 28. Тарарин И.А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВО АН СССР. 1979. С. 63–101.
 29. Тарарин И.А. Образование чарнокитоподобных пород в метаморфическом комплексе Ганальского хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 45–57.
 30. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45–51.
 31. Щека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки // Петрология и геохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 167–196.
 32. Barker F. Reaction between mafic magmas and pelitic schist, Cortland, New York // Amer. J. Sci. 1964. V. 262, N 5. P. 614–634.
 33. Bowen N.L. The behavior of inclusions in igneous magmas // J. Geol. 1922. V. 30. P. 513–570.
 34. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton: Princeton University Press, 1928. 334 p.
 35. Chinner G.A., Schairer J.F. The join $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ - $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and its bearing on the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at atmospheric pressure // Amer. J. Sci. 1962. V. 260, N 8. P. 611–634.
 36. Gribble C.D. The thermal aureole of the Haddo House norite in Aberdeenshire // Scottish. J. Geol. 1966. V. 2, pt. 3. P. 306–313.
 37. Gribble C.D. The cordierite-bearing rocks of the Haddo House and Arnage districts, Aberdeenshire // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 17, N 4. P. 315–330.
 38. Gribble C.D., O'Hara M.J. Interaction of basic magma and pelitic materials // Nature. 1967. V. 214, N 5094. P. 1198–1201.
 39. Johnson A.D. and Wyllie P.J. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H_2O // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98, N 3. P. 352–362.
 40. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
 41. Leake B.E., Skirrow G. The pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelaun intrusion, county Galway, Eire // J. Geol. 1960. V. 68, N 1. P. 23–40.
 42. Lebedev M.M., Tararin I.A. and Lagovskaya E.A. Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt // Tectonophysics. 1967. V. 4, N 4-6. P. 445–461.
 43. McLeod P., Sparks R.S.J. The dynamics of xenolith assimilation // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132, N 1. P. 21–33.
 44. Montel J.-M., Vielzeuf D. Partial melting of

- metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 128, N 2/3. P. 176–179.
45. Patco Douce A.E. Experimental generation of hybrid silic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, N B8. P. 15623–15639.
46. Read H.H. The petrology of the Arnage district in Aberdeenshire; a study of assimilation // *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 1923. V. 79, N 316. P. 446–484.
47. Read H.H. The gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire // *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 1935. V. 91, pt. 4, N 364. P. 591–635.
48. Watson E.B. Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80, N 1. P. 73–87.
49. Wyllie P.J., Carroll M.R., Johnson A.D., Rutter M.J., Sekine T. and van der Laan S.R. Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: Experimental studies from slab to mantle to crust // *Eur. J. Mineral.* 1989. V. 1, N 2. P. 165–179.

Поступила в редакцию 29 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйриш

I.A. Tararin, V.M. Chubarov, and T.M. Filosofova

Basification of plagiogneisses at the contact with gabbroids of the Yurchiksky massif from the Ganalsky Ridge of Kamchatka

On the contact of amphibole gabbro of the Yurchiksky massif with plagiogneisses of the ganalsky series, a distinct column of replacement is obvious. It includes zones of hornfels formation and metasomatic alteration of the initial substrate, which is replaced in part by melting with the formation of mixed rocks. Dissolution and melting of the initial substrate in the intruding melt are responsible for selective assimilation of the replaced rock components by newly-formed melt and evacuation of the components that are in excess relative to the gabbroid eutectics. This results in displacement of the eutectic and cotectic compositions of the originating melts towards the andesite temperature minimum.

Comparison of the rock compositions from the metasomatic zones shows that in the direction from the rear zone outward a considerable amount of SiO_2 is evacuated and FeO, MgO, and CaO are supplied. This makes the initial plagiogneisses substrate more basic and its composition approximate to that of the intruding mafic melt in the replacement area.

ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ МЕХАНИЗМА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ

В.Н. Воеводин

Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина, г. Харьков

Прототектонический анализ традиционно производится для выяснения внутреннего строения и общей структуры гранитоидных плутонов. Однако возможности такого анализа могут быть расширены, так как разнообразные первично-структурные элементы гранитоидных массивов, зафиксированные в текстурах и структурах пород, обладают различной геологической информативностью и являются показателями условий и механизма формирования массивов, а соответственно могут быть использованы для выяснения их рудогенерирующих возможностей. Решение вопросов механизма формирования и рудогенерирующих возможностей гранитоидов по прототектоническим элементам рассматривается на примере двух резко контрастных рядов гранитоидных массивов мезозойд Востока России: складчатых батолитоидных массивов и более поздних discordантных орогенных массивов, строение и рудоносность которых различны.

Ключевые слова: гранитоидные массивы, прототектоника, рудогенерация, мезозойды, Восток России.

Прототектонический анализ гранитоидных массивов традиционно производится для выяснения внутреннего строения и общей структуры плутонов. В последнее время интерес к прототектонике интрузивных гранитоидов явно угас, о чём свидетельствует научная периодика. Обусловлено это как большой трудоемкостью прототектонического анализа, необходимостью хорошей оснащённости при наличии большого количества коренных выходов, где возможны точные инструментальные замеры, так и малым количеством решаемых при этом геологических задач. Однако сегодня круг задач, решаемых прототектоническим анализом, может быть существенно расширен и во многих случаях упрощена его методика. Ведь текстуры и структуры гранитоидных пород являются показателями условий и механизма формирования. В современной петрологии доминирует формационный анализ, где делается акцент на состав вещества. Но для понимания условий рудогенеза необходимо еще и понимание условий и механизма дифференциации и раскристаллизации этого вещества. Ведь близкие по составу магматические породы характеризуются различной рудоносностью. Поэтому элементы прототектоники, зафиксированные в текстурах и структурах пород, позволяют судить не только о структурах гранитоидных массивов, но и являются показателями их рудоносности.

Наиболее широко распространенными первично-структурными элементами в гранитоидных массивах являются [3]: а) линейные текстуры, обусловленные ориентированным расположением удлиненно-призматических кристаллов полевых шпатов, удлиненных ксенолитов, шлиров, а также порфириобластов микроклина (автометасоматоз); б) плоскостные текстуры, обусловленные плоскопараллельными ориентированными ксенолитами или порфириновыми вкрапленниками полевых шпатов, в) полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос различного состава и структуры, обогащенных в одних случаях биотитом, в других – кварцем, в третьих – полевым шпатом, вытянутые преимущественно параллельно контактам интрузивных фаз. Геологическая информативность всех этих первично-структурных элементов существенно различна.

Роль различных прототектонических элементов рассмотрим на двух резко контрастных рядах гранитоидных массивов мезозойд Востока России, а именно: раннеорогенных складчатых батолитоидных массивов и более поздних discordантных орогенных массивов, строение и рудоносность которых различны [1].

Раннеорогенные складчатые батолитоидные массивы мезозойд Востока России (Чукотская, Яно-Колымская, Сихотэ-Алинская складчатые области) обладают отчетливыми признаками анизот-

ропии. Несмотря на целый ряд различий в составе пород массивов разных регионов, можно отметить общие для них свойства. Они сложены биотит-роговообманковыми или биотитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, монцонитами, кварцевыми диоритами и обладают такситовыми текстурами. Структуры пород – от крупнозернистых (преобладают) до мелкозернистых. Фациальные взаимопереходы нескольких петрографических и структурных разностей можно наблюдать даже в пределах одного штуфа. Ряд петрографических признаков (пятнистое строение плагиоклазов, калишпатов, роговых обманок за счёт участков различного состава, оптических свойств и ориентировки; наличие реликтовых зерен; кучное распределение темноцветных минералов) свидетельствуют о неравновесном составе магматического расплава. Массивы обычно насыщены большим количеством ксенолитов (от 1–2 до 7–9 на м²), в различной степени переработанных. В приконтактных зонах часты меланократовые шлиры. Первично-линейные текстуры в таких массивах обусловлены ориентированным расположением удлиненно-призматических кристаллов полевых шпатов, удлиненных ксенолитов и шлиров. Ориентировка первично-магматических вкрапленников, а также ксенолитов и шлиров отражает направление движения магмы. Первично-полосчатые текстуры для этих массивов не характерны, встречаются очень редко, на локальных участках небольшой мощности.

При своем формировании батолитоидные массивы обладали значительной кинетической энергией вязкой магмы, обеднённой минерализаторами, в связи с чем ее химическая активность была незначительной. При становлении массивов преобладали процессы контаминации над ассимиляцией без выравнивания состава магмы [4]. Об этом свидетельствуют многочисленные ксенолиты, шлиры, разнообразие фациальных разновидностей пород и их незакономерное размещение в массивах, наличие такситовых текстур и неупорядоченные структуры минералов. Дифференциация магматического расплава была незначительной и выразилась лишь в формировании фазы жильных гранитов. Фракционирование магмы, отделение и накопление в значительных масштабах остаточных расплавов, обогащение рудными и летучими компонентами в таких условиях не происходили. Это позволяет прийти к выводу о слабой рудогенерирующей возможности батолитоидных массивов и отрицательных перспективах поисков значительных месторождений. В то же время, батолитоидные массивы, учитывая их обогащение при контаминации рассеянными рудными компонентами, могут служить благо-

приятной средой для рудообразования при последующем пространственно совмещённом магматизме.

Следующая группа гранитоидных массивов, а именно, дискордантные орогенные интрузивы гранодиорит-гранитной формации также обнаруживают отчетливые признаки анизотропии. Однако состав пород, их текстуры и структуры, а также их протектонические элементы существенно отличаются от присущих батолитоидным массивам. Эти интрузивные тела приурочены к разломам, как продольным, так и поперечным к складчатым структурам. Они образуют часто цепочки трещинных удлиненных или изометричных тел, в связи с чем могут встречаться как вблизи и даже среди батолитоидных массивов, имея с ними резкие секущие контакты, так и на значительном от них расстоянии. Размеры их обычно не велики. Однако встречаются и крупные массивы (Телекайский на Чукотке – 600 км², Кютепский в Южном Верхоянье – 600 км²). Массивы имеют часто крутые, вплоть до вертикальных, контакты. Сложены они гранодиоритами и биотитовыми гранитами при доминировании последних. Гранодиориты преобладают в ранних фазах, а граниты – в поздних. Граниты различных фаз незначительно отличаются по составу – различия в основном по структуре пород и геохимическим особенностям. Последние фазы таких массивов на Чукотке обычно обогащены оловом.

Породы преимущественно равномернозернистые, в подчиненном количестве распространены порфиридные разности (обычно в ранних интрузивных фазах). В соответствии с этим линейные текстуры распространены менее широко, чем в батолитоидных массивах. Обусловлены они преимущественно ориентированными порфиробластами микроклина, реже первично-магматическими удлиненными кристаллами плагиоклаза.

Весьма существенную роль играют первично-полосчатые текстуры, особенно в поздних интрузивных фазах. Обусловлены они чередованием среди массивных гранитов полос различного состава и структуры, обогащенных то биотитом (наиболее бросается в глаза при картировании), то кварцем, то полевыми шпатами. Структуры пород в полосах различного состава – от аплитовых, пегматоидных до аллотриоморфнозернистых и гипидиоморфнозернистых. Взаимопереходы между полосами различного состава и структуры хотя и быстрые, но фациальные – резких секущих контактов и следов закалки между ними нет. Некоторые из полос существенно обогащены рудными элементами. Так, на Телекайском и Бутугычагском оловоносных массивах в некоторых полосах встречается касситерит, а содержания олова достигают 0,25–0,1%, что сходно с формированием собственно магматических месторождений. Все это

очень напоминает "стратифицированные" или "расслоенные" массивы основных и ультраосновных пород. Однако масштабы не те. В гранитных массивах мощность отдельных полос колеблется от первых сантиметров до десятков сантиметров. Количество различных петрографических полос варьирует от 6–8 до 12–15. Их общая мощность колеблется от 0,5 м до 1–1,5 м. Конфигурация полосчатых текстур повторяет очертания контактов интрузивных тел, хотя порой они встречаются на значительном удалении от контактов. Причём ориентировка полосчатых текстур в поздних интрузивных фазах повторяет очертания контактов интрузивной фазы, а не всего массива.

Гранитные породы в таких массивах на многих участках затронуты метасоматическими процессами (грейзенизация, альбитизация, турмалинизация, окварцевание). Здесь часты проявления рудной минерализации от миароловых, шлировых выделений и пегматоидных прожилков до грейзенов и жильных образований с минерализацией олова, вольфрама, молибдена.

Интерполяция этих материалов показывает, что формирование таких массивов происходило в трещинных структурах при наибольших динамических нагрузках. При истечении пластичной жидкой магмы в результате фракционной дифференциации вдоль стенок магматической камеры формировались полосчатые текстуры и частично линейные, выраженные порфиrowыми вкрапленниками плагиоклазов и калишпатов. Значительная химическая активность магмы приводила к выравниванию ее состава. Последующая дифференциация носила пульсационный характер, приводила к накоплению остаточных расплавов, обогащенных рудными и летучими компонентами, в связи с чем в гранитах часто наблюдаются метасоматически измененные разности, пегматоидные шлиры и другие проявления рудной минерализации. Следовательно, рудогенерирующие возможности таких массивов, в отличие от батолитоидных, довольно высоки и в благоприятной геолого-структурной обстановке в состоянии приводить к появлению месторождений, рудный профиль которых будет зависеть от формационного состава интрузий, их металлогенической специализации в конкретных структурно-формационных зонах.

В данном случае мы затронули два полярно противоположных варианта механизма и условий формирования гранитоидных массивов, обладающих различными рудогенерирующими возможностями, что отчётливо зафиксировано в их прототектонических элементах. Однако в природе всё это выглядит значительно сложнее. Так, в Южном Верхоянье [2] описываются дискордантные ороген-

ные массивы, сложенные биотит-роговообманковыми гранодиоритами, в которых отмечено наличие практически несовместимых прототектонических элементов: линейных текстур (ориентированные ксенолиты), плоскостных текстур, обусловленных плоскопараллельными ориентированными ксенолитами или порфиrowыми вкрапленниками полевых шпатов, а также полосчатых текстур, обусловленных чередованием меланократовых и лейкократовых полос. По-видимому, для ранних фаз характерны линейные текстуры, которые мы отмечали для батолитоидных массивов, а на поздних фазах, в силу прошедшей дифференциации магматического расплава и изменения условий раскristаллизации, появились полосчатые текстуры, являющиеся показателем потенциальной рудоносности. Также и в батолитоидных массивах в некоторых случаях возможна продлённая дифференциация, появление полосчатых текстур как в завершающих интрузивных фазах, так и в фазе жильных гранитов, а, следовательно, и рудоносность. Здесь мы не коснулись проблемы "бесструктурных" гранитоидных массивов, а также интрузивов вулканоплутонических поясов, что является темой самостоятельной работы.

В итоге отметим, что разнородные прототектонические элементы, помимо выяснения внутреннего строения гранитоидных массивов, весьма информативны в отношении механизма и условий их формирования, а также рудогенерирующих возможностей. При металлогенических построениях и решении вопросов о потенциальной рудоносности гранитоидных массивов, не прибегая даже к детальному изучению прототектоники отдельных массивов с точными замерами в коренных выходах и составлению соответствующих карт (что далеко не всегда возможно), только по характеру прототектонических элементов гранитных пород в элювиально-делювиальных развалах можно судить о механизме формирования и потенциальной рудоносности гранитных массивов. Так, наличие полосчатых текстур, обусловленных чередованием меланократовых и лейкократовых полос, однообразный состав пород, без загрязняющих включений, упорядоченные структуры минералов, наличие нескольких интрузивных фаз, метасоматически изменённых пород может свидетельствовать о пластичной, жидкой, богатой летучими компонентами магме, её дифференциации и возможности накопления и реализации в виде месторождений рудных элементов. В то же время, наличие большого количества ксенолитов, шлиров, неоднородный состав и развитие такситовых текстур при преобладании линейных прототектонических элементов свидетельствуют о вязком, лишенном минерализаторов характере магмы, ее слабой химической ак-

тивности, малой дифференциации и, следовательно, слабых рудогенерирующих возможностях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воеводин В.Н. Магматические и метаморфические комплексы в структурах Тихоокеанского кольца // XIV Тихоокеанский конгресс. Хабаровск, 1979. С. 37–38.
2. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
3. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
4. Морковкина В.Ф. К вопросу о роли контаминации и ассимиляции в образовании гранитоидов (на примере Полярного Урала) // Геология и геохимия гранитных пород. М.: Наука, 1965. С. 158–189.

Поступила в редакцию 7 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

V.N. Voevodin

Prototectonic elements of intrusive granitoids as an indicator of mechanism of their formation and ore-generating possibilities

Prototectonic analysis has been traditionally used to determine the interior composition and general structure of granitoid plutons. However, the possibilities of such an analysis might be widened because heterogenous originally structural elements of the granitoid massives fixed in the rock texture and structure bear different geological information indicating conditions and mechanism of massif formation, and thus can be used to detect their ore-generating possibilities. The method for solving the problems of formation mechanism and ore-generating possibilities of granitoids from prototectonic elements is also discussed. Examples are provided by two sharply contrast rows of granitoid massives of mesozoids of East Russia: folded batholitic massives and older discordant orogenic massives which differ in structure and ore content.

**НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ Р. КЕМА (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ):
ОСАДОЧНОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА**

**А.И. Малиновский*, А.Н. Филиппов*, В.В. Голозубов*, В.П. Симащенко*,
В.С. Маркевич****

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

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

Литолого-стратиграфическими исследованиями уточнены строение и состав нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований бассейна р. Кема, входящих в состав Кемского террейна (Восточный Сихотэ-Алинь). Стратиграфическая последовательность отложений следующая: баррем (?)–раннеаптская меандровская свита; раннеаптская-позднеальбская кемская свита, разделяющаяся на три подсвиты, и среднепозднеальбская лужкинская свита. В составе отложений широко распространены разнообразные гравитационные образования: от незрелых турбидитов до подводных оползней, которые ассоциируют с продуктами подводного вулканизма. Кемский террейн является членом латерального ряда смежных, синхронно развивавшихся тектонических элементов единой Монероно-Самаргинской островодужной системы. Его положение, генетический состав и мощности глубоководных отложений, характер заполнения и связей с соседними латеральными элементами указывают на присклоновую обстановку формирования отложений, и наилучшим образом он отвечает понятию задугового бассейна.

Ключевые слова: нижний мел, осадконакопление, островная дуга, задуговой бассейн, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Комплексное изучение осадочных бассейнов, отложения которых фрагментарно сохранились в складчатых областях – актуальное направление геологических исследований. Это связано, прежде всего, с тем, что знание тектонической природы бассейнов важно для правильного понимания геологической истории регионов.

Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня накапливались в седиментационных бассейнах различного типа: окраинно-континентальных, окраинно-морских и океанических [11, 12]. Среди них особое значение для палеогеографических реконструкций мелового этапа развития Палеоазии имеют бассейны, связанные с вулканическими островными дугами. Их островодужная природа в большинстве случаев установлена в результате петрогеохимических исследований вулканитов [6, 21–23]. Сведения о составе, строении и фациальной структуре осадочных отложений малочисленны и схематичны, что затрудняет идентификацию типа бассейна и ставит под сомнение достоверность существующих палеотектонических построений.

В статье приведены результаты литолого-стратиграфических исследований нижнемеловых отложений бассейна р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь). Полученные данные о строении, составе и обстанов-

ках их накопления, а также сопоставление с аналогичными по возрасту образованиями в соседних тектонических структурах, позволяют рассматривать эти отложения как осадочное выполнение приостроводужной части задугового бассейна.

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И
ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Район исследований расположен в пределах Кемского террейна [25], который находится в восточной части Сихотэ-Алиня, протягиваясь полосой вдоль побережья Японского моря от р. Джигитовка до верховьев р. Тумнин (рис. 1). В нем выделяются три фрагмента: на юге – Кемский (бассейны рек Кема и Таежная), в центральной части – Самаргинский (бассейны рек Самарга, Единка и Кабанья), и на севере – Коппи-Тумнинский (бассейны рек Тумнин, Мули, Коппи). Террейн сложен баррем-альбскими образованиями, среди которых широко развиты турбидиты, присутствуют горизонты вулканогенно-осадочных пород, микститов*, а также пласты основ-

**Микститы – смешанные обломочные породы хаотического строения, в которых обломочная составляющая менее 80%. В зависимости от размера, формы обломков и их соотношения с песчано-глинистым материалом подразделяются на валунно-галечно-глинистые, песчано-глинисто-галечные, глыбово-валунно-глинистые и др. [20, 24].*

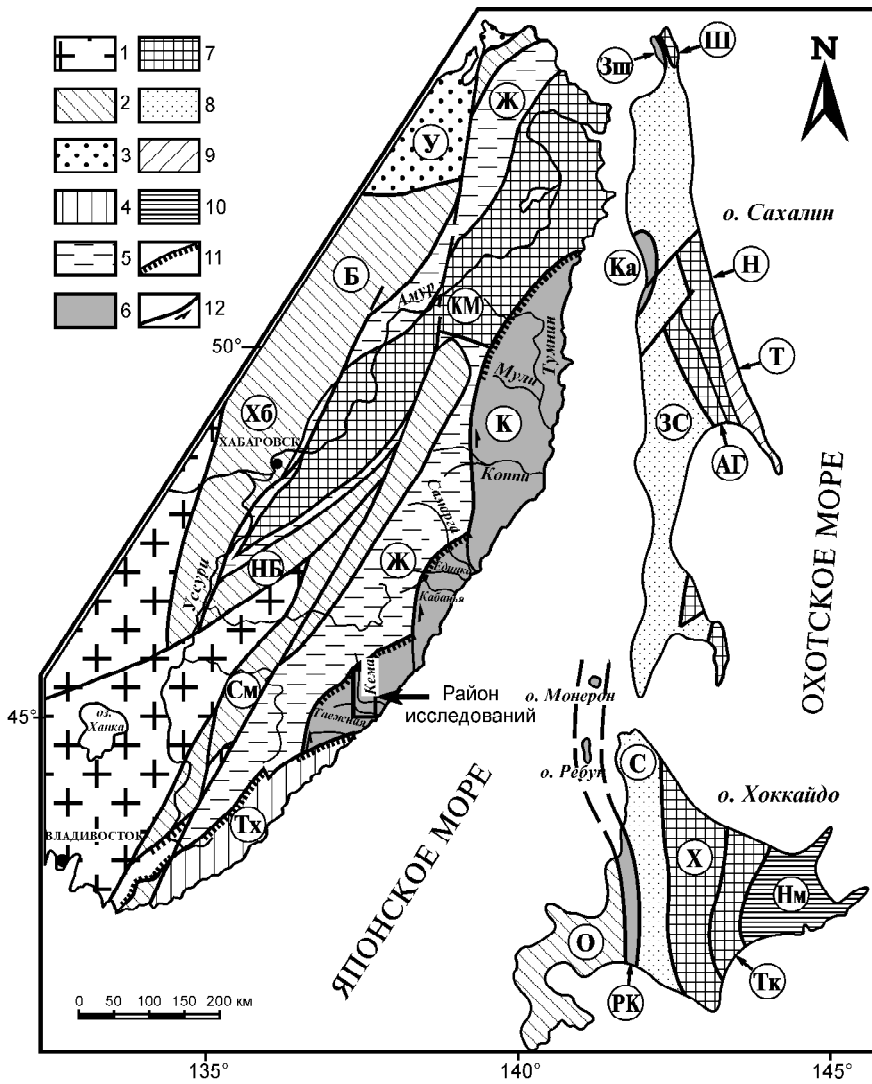


Рис. 1. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий, по А.И. Ханчуку [26, 30] с дополнениями по [5, 28].

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские; 2 – аккреционной призм, 3 – турбидитовые; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционной призм, 5 – турбидитовые, 6 – островодужные; 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционной призм, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – позднемеловые – палеогеновые; 11–12 – разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Стрелками показано направление движения вдоль сдвигов.

Террейны: См – Самаркинский; НБ – Наданьхада-Бикинский; Хб – Хабаровский; Б – Баджалский; У – Ульбанский; КМ – Киселевско-Маноминский; Тх – Таухинский; Ж – Журавлевский; К – Кемский; ЗС – Западно-Сахалинский; АГ – Аниво-Гомонский; Н – Набильский, Ш – Шмидтовский, Зш – Западношмидтовский, Ка – Камышовый, Т – Терпения; О – Ошима; РК – Ребун-Кабато; С – Сорачи-Йезо; Х – Хидака; Тк – Токоро; Нм – Немуро.

ных вулканитов. Вулканиты петрохимически сходны с островодужными базальтами. На этом основании А.И. Ханчук с соавторами [25] считают Кемский террейн островодужным, а В.П. Симаненко [22, 23] рассматривает его как часть раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Кемский террейн надвинут на расположенный западнее Журавлевский, который сложен мощными (до 15 км), образующими непрерывный разрез, раннемеловыми турбидитами, подстилаемыми верхнеюрскими кремнисто-глинистыми породами и базальтами [4]. Восточнее расположены структуры Сахалинской аккреционной системы: Западно-Сахалинский террейн преддугового прогиба, Аниво-Гомонский и Набильский террейны средне-меловой аккреционной призм, а также Западношмидтовский, Камышовый и Ребун-Кабато террейны, относящиеся к фрагментам раннемеловой островной вулканической гряды [5, 16, 18, 19, 22, 29, 30].

Первые подробные сведения о стратиграфии и геологическом строении района приведены в работах А.И. Бурдэ, В.К. Мостового и В.И. Высоцкого [1, 2], проводивших в бассейне р. Кема геолого-съёмочные работы м-ба 1: 50 000 и 1: 200 000. Развитые в районе вулканогенно-осадочные баррем-альбские образования этими авторами были отнесены к анихезской и кемской свитам. Нижняя граница анихезской свиты не была установлена. Внизу она сложена гравелитами, конгломератами и песчаниками, а вверху – переслаивающимися алевролитами и песчаниками. Возраст свиты, на основании находок макрофауны, определялся как баррем-аптский (определения В.П. Коновалова). Мощность, по данным авторов, достигала 2400 м. Разрез согласно залегающей выше кемской свиты начинался чередованием гравелитов, конгломератов, песчаников и алевролитов, в средней части преобладали базальты и их туфы, и заканчивался он ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Мощность отло-

жений свиты оценивалась в 1800 м. Апт-альбский ее возраст устанавливался на основании определений В.П. Коноваловым фауны, найденной на территории района. Авторами было подчеркнуто широкое, по сравнению с раннемеловыми разрезами других районов Сихотэ-Алиня, распространение вулканогенных пород. Это же отметил и П.В. Маркевич [10], выделивший в бассейне р. Кема раннемеловую флишевую формацию, подразделенную им на две толщи: нижнюю, терригенную, и верхнюю – вулканогенно-осадочную. В.П. Симаненко [22, 23] изучил развитие здесь вулканыты и впервые показал, что по петрогеохимическим особенностям они сходны с базальтами современных островных дуг.

В.П. Коновалов, на основании пересмотра существующих и анализа новых коллекций макрофауны, а также изучения опорных разрезов бассейна р. Кема, предложил новую схему расчленения обнажающихся здесь отложений [13, 17]. Наиболее древние отложения территории, сложенные ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов, по аналогии с отложениями бассейна р. Рудной, охарактеризованными фауной готерива – баррема, им были отнесены к меандровской свите (до 1000 м), заменившей существовавшую ранее анихезскую свиту. Вышезалегающая апт-среднеальбская кемская свита была разделена на две подсвиты: нижнюю (до 1800 м), сложенную песчаниками, алевролитами и их ритмичным переслаиванием, а также базальтами, андезитами и их туфами, и верхнюю (до 2300 м), состоящую из ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Завершала разрез средне-верхнеальбская лужкинская свита (до 500 м), сложенная песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Эта стратиграфическая схема в ходе наших исследований в целом получила подтверждение.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическими и структурными наблюдениями изучено 10 наиболее представительных разрезов раннемеловых вулканогенно-осадочных образований района (рис. 2). В результате уточнены возраст, строение и объем меандровской и кемской свит, а также получены дополнительные данные о составе слагающих их вулканических и вулканогенно-осадочных образований [9].

Меандровская свита развита в верхнем течении р. Кема (рис. 2). Ее облик определяют пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с различной мощностью ритмов. В небольшом количестве встречаются пласты разнотернистых песчаников, алевролитов, гравелитов и подводноползневых образований.

Свита изучена в береговых обнажениях р. Кема между устьями руч. Ущельный и Фундяя

(рис. 2), где она слагает крылья крупной синклинали, ось которой вытянута в северо-восточном направлении. Наиболее полный разрез свиты обнажен на северо-западном ее крыле (рис. 3, разр. I, пачки 1–27). Слои залегают здесь моноклинально с азимутами падения 135–170° и углами 20–80°. Нижняя часть свиты сложена пачками мощностью от 4 до 150 м ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощности ритмов меняются от 3–10 см до 20–30 см, иногда достигая 60 см. Соотношение песчаник/алевролит (п/а) в ритмах равное, либо преобладают алевролиты (1/1,5–1/3, редко до 1/8). Пачки с преобладанием песчаников (п/а: 1,5/1–3/1) редки. Переслаивание иногда осложнено подводноползневыми деформациями, либо прерывается горизонтами (до 90 м мощности) темно-серых алевролитов, содержащих редкие маломощные (5–10 см) прослои мелкозернистых песчаников. Для верхней части свиты характерно ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов с преобладанием первых (п/а: от 2/1 до 10/1). Мощность ритмов 5–20 см, иногда до 50–100 см. Кроме того, встречаются маломощные горизонты с подводноползневыми деформациями, а также пласты однородных алевролитов и грубозернистых песчаников, содержащих бесформенные обломки (до 5 см) алевролитов и обугленный растительный детрит. Мощность свиты в разрезе более 1100 м.

На юго-восточном крыле синклинали (рис. 3, разр. II) обнажена верхняя часть свиты, отличающаяся присутствием пачки (60 м) гравелитов, иногда переходящих в крупнозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты.

В пачке ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников (пачка 7 разреза II) верхней части меандровской свиты, обнажающейся в приустьевой части руч. Ущельного, В.П. Коноваловым были найдены *Aucellina caucasica* (Buch), *Hulenites* (?) sp. indet. и *Acanthohoplites spathi* Anders., что совместно с положением свиты в основании разреза позволяет говорить о ее баррем (?)–раннеаптском возрасте. Как уже отмечалось, прежде возраст свиты определялся как готерив–барремский на основании ее сходства с отложениями басс. р. Рудной. По нашему же мнению, как тектонических, так и литологических оснований для такого сопоставления нет, кроме того, в отложениях свиты фауны готерива не обнаружено.

Кемская свита широко распространена на изученной территории, которая является для нее стратотипической местностью (рис. 2). По литологическому составу она разделена на три подсвиты: нижнюю, в которой преобладают грубообломочные породы, среднюю, где главная роль принадлежит вулканытам, и верхнюю, сложенную ритмич-

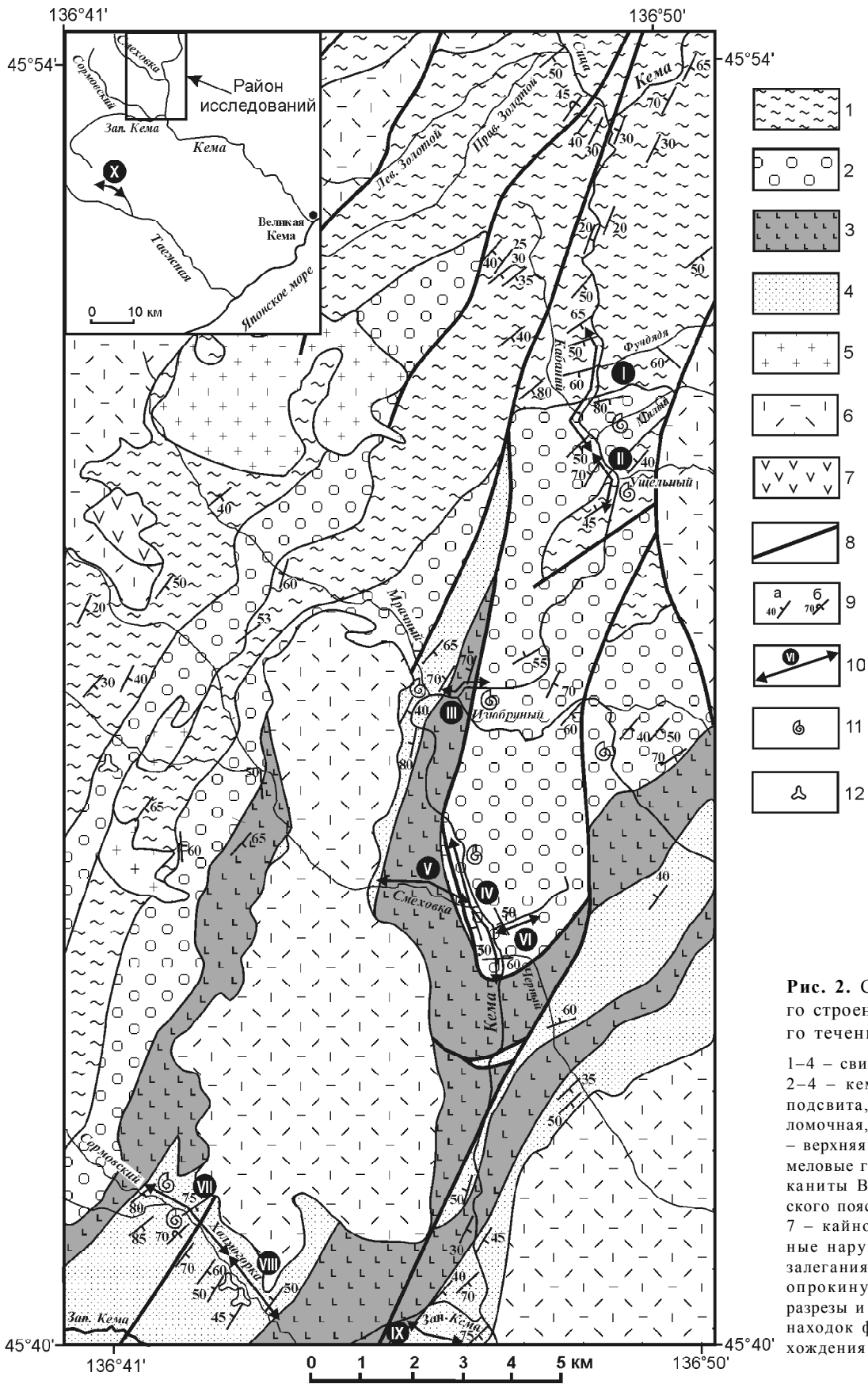
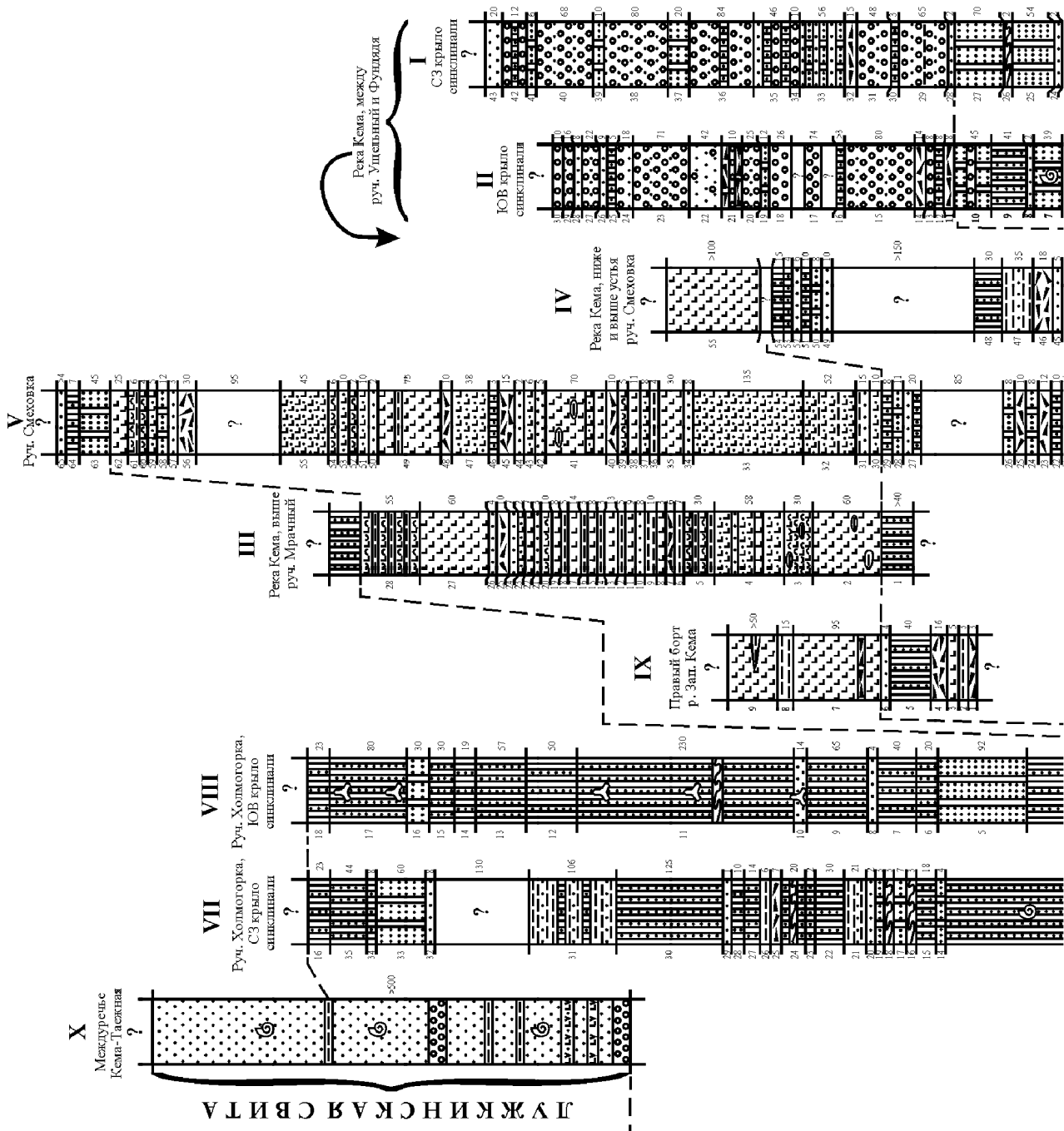


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна среднего течения реки Кема.

1-4 – свиты: 1 – меандровская; 2-4 – кемская: 2-3 – нижняя подсвита, толщи: 2 – грубообломочная, 3 – вулканогенная; 4 – верхняя подсвита; 5 – поздне-меловые гранитоиды; 6-7 – вулканиты Восточно-Сихотэалинского пояса: 6 – поздне-меловые, 7 – кайнозойские; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 10 – изученные разрезы и их номера; 11 – места находок фауны; 12 – места нахождения спор и пыльцы.



| | | | | | |
|----------|---------|--|---------|-------|----------|
| АЛЪБСКИЙ | СРЕДНИЙ | | ПОДЪРУС | СВИТА | ПОДСВИТА |
| | ВЕРХНИЙ | | | | |
| КЕМСКАЯ | | | ВЕРХНЯЯ | | |
| СРЕДНЯЯ | | | | | |

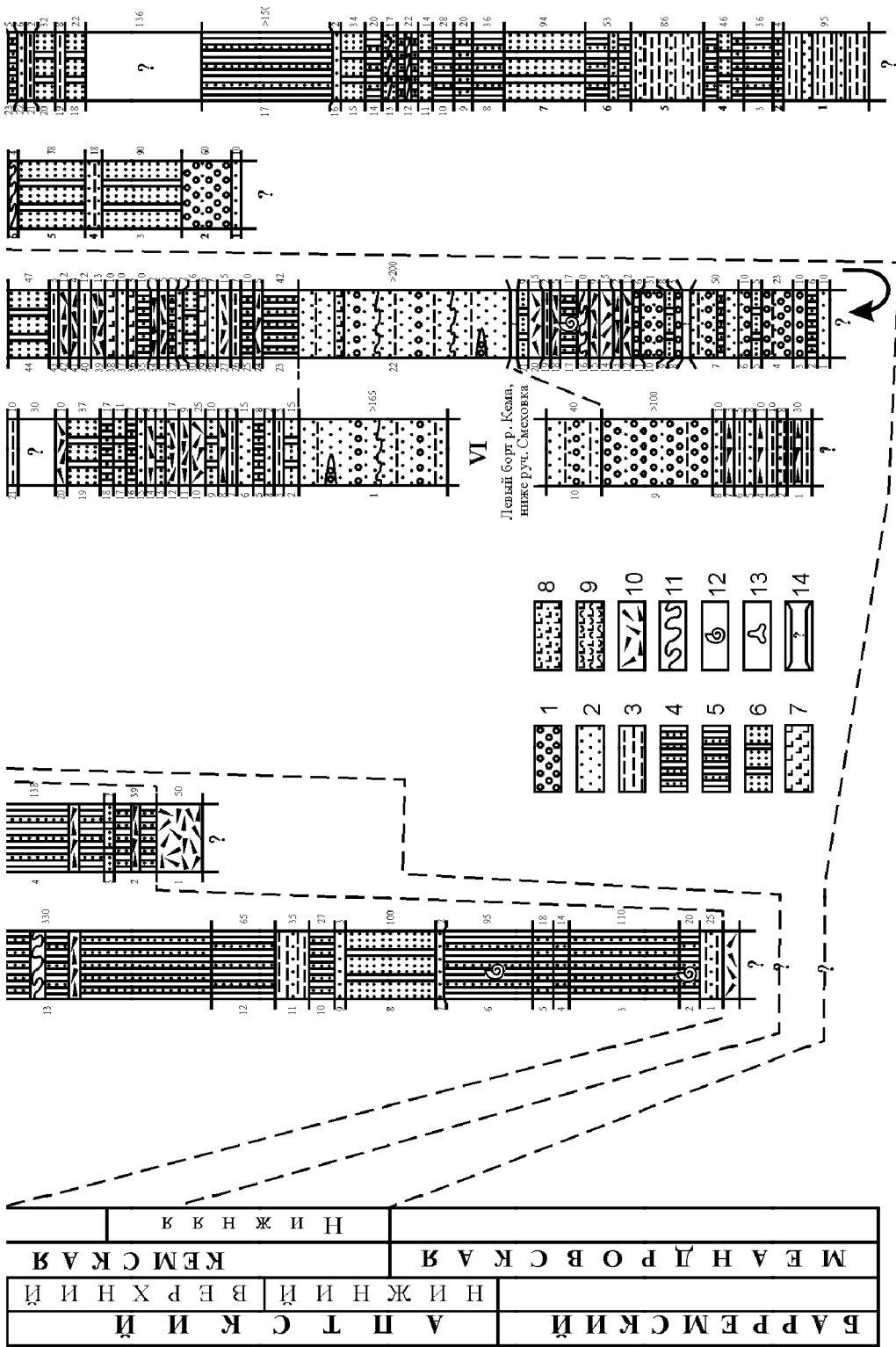


Рис. 3. Схема корреляции разрезов вулканогенно-осадочных образований бассейна реки Кема.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4–6 – ритмичное чередование песчаников и алевролитов; 4 – с равным их соотношением, 5 – с преобладанием алевролитов, 6 – с преобладанием песчаников; 7 – базальты и андезибазальты; 8 – туфы и 9 – тейфроды основного состава; 10 – микститы; 11 – подводно-оползневые горизонты; 12 – макрофауна; 13 – споры и пыльца; 14 – тектонические контакты. Номера колонок соответствуют номерам разрезов на рис. 2. Цифры слева от колонок – номера пачек, справа – их мощности.

ным переслаиванием песчаников и алевролитов (рис. 3).

Нижнекемская подсвита развита в бассейнах ручьев Смеховка, Изюбриный и Кабаний (рис. 2). Она согласно залегает на меандровской свите и сложена гравелитами, мелкогалечными конгломератами и разнозернистыми песчаниками, а также разнообразными по размерности, составу и строению микститами. Редки пакеты ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с различным соотношением компонентов, пласты алевролитов, подводно-оползневых образований, базальтов и их туфов. Отложениям свойственна значительная фациальная изменчивость.

Строение нижней часть подсвиты изучено по береговым обнажениям р. Кема между ручьями Малый и Кабаний, где она слагает ядро синклинали. Наиболее полный разрез вскрывается на северо-западном ее крыле (рис. 3, разр. I, пачки 28–43), где породы залегают моноклинально с азимутами падения 160–185° и углами падения 50–60°. Для разреза характерно чередование довольно мощных (10–85 м) горизонтов гравелитов, часто постепенно переходящих в грубозернистые песчаники, и пачек (до 20 м) ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с ритмами до 40 см, в которых преобладают песчаники (п/а: 1,3/1–5/1). Особенностью этой части разреза подсвиты является присутствие пачек, состоящих из ритмов мощностью 2–6 м, нижняя часть которых сложена гравелитами, средняя грубозернистыми, а верхняя – среднезернистыми песчаниками. Породы часто содержат бесформенные обломки и глыбы (до 40 см) алевролитов, базальтов и их туфов, а также обугленный растительный детрит. Кроме того, наблюдаются единичные слои глинисто-глыбовых микститов, в которых глыбы размером до 50 см сложены алевролитами, реже гравелитами и песчаниками. Мощность разреза около 550 м.

Эта же часть подсвиты, обнажающаяся на юго-восточном крыле синклинали (рис. 3, разр. II, пачки 11–30), отличается меньшей мощностью (около 470 м) и, кроме того, в ней больше пластов микститов, мощность которых достигает 14 м.

Верхняя часть нижнекемской подсвиты обнажена по руч. Смеховки и р. Кемы, выше и ниже устья этого ручья (рис. 2). Наиболее полный разрез изучен вдоль р. Кемы (рис. 3, разр. IV, пачки 1–54), где он составляет около 1000 м. Азимуты и углы падений пород здесь варьируют в широких пределах (Аз. пад. 220–310°, углы 30–80°). Для нижней части разреза характерно чередование горизонтов гравелитов (10–50 м), связанных постепенными переходами с конгломератами и песчаниками, и маломощных (5–10 м) пачек ритмичного чередования песчаников и алевролитов. Мощность ритмов в этих пачках – 5–30 см,

иногда достигает 50 см, и обычно преобладают песчаники (соотношение п/а до 1/10). Кроме того, присутствуют слои (2–15 м) валунно-галечно-глинистых микститов с глыбами до 1 м в поперечнике и пакеты (до 30 м) с гравийно-песчано-алевролитовыми ритмами мощностью до 5 м. В средней части – горизонт (более 200 м) разнозернистых массивных, косо-, горизонтально- и градиционнослоистых песчаников с прослоями и линзами (0,05–1 м) алевролитов, гравелитов и туфов базальтов. В верхней части разреза значительно больше слоев (до 18 м) глыбово-глинистых, валунно-песчано-глинистых и валунно-гравийно-песчаных микститов, которые разделены пластами (5–10 м) песчаников и алевролитов, а также пачками (10–47 м) ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Иногда встречаются пласты базальтов мощностью до 10 м. Разрез этой же части подсвиты по руч. Смеховки (рис. 3, разр. V, пачки 1–29) и левому борту р. Кемы (рис. 3, разр. VI, пачка 10) имеет сходное строение и состав, отличаясь меньшей мощностью и большим количеством горизонтов микститов мощностью до 25 м.

В слое 17 разреза IV по р. Кеме В.П. Коноваловым найдены *Dosiniopsis* sp. indet., *Aucellina caucasica* (Buch) и *A. aptiensis* (Orb.), что позволяет говорить об аптском времени формирования нижнекемской подсвиты [13].

Кроме того, в алевролитах из верхней части подсвиты, отобранных в верхнем течении руч. Смеховки, выше устья его правого притока руч. Эрг, установлен палинокомплекс, характеризующийся доминированием спор, среди которых обильны *Gleicheniidites* (*G. laetus* (Bolch.) Bolch., *G. carinatus* (Bolch.) Bolch., *G. senonicus* Ross., *G. dicarpoides*, *G. circinidites* (Swarz.) Nokav., *Plicifera delicata* (Bolch.), гладкие трилетные *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup. Им сопутствуют ребристые *Cicatricosisporites*: *C. tersus* (K.-M.) Poc., *C. dorogensis* Pot. et Gell., *C. multicostratus* (Bolch.) Poc., *Appendicisporites* (*A. tricostatus* (Bolch.) Poc., *A. imperfectus* (Mal.) Bolch., *A. macrorhizus* (Bolch.) Poc.), крупные трилетные гладкие *Concavissimisporites asper* (Bolch.) Poc., *Trilobosporites mirabilis* (Bolch.) Bolch. Среди голосеменных доминирует пыльца *Taxodiaceapollenites* spp. Двумешковые представлены *Alisporites similis* (Balme) Dett., *A. aequalis* (Bolch.) Chlon., *A. sp.*, *Pityosporites aliformis*, *Pinuspollenites minimus* (Coup.) Kremp., *Rugubivesiculites aralicus* (Bolch.) Chlon. Встречена пыльца *Araucariacidites* sp., *Ginkgocycadophytus* spp. и единичные зерна *Classopollis* sp. Изученный палинокомплекс близок по своему таксономическому составу к аптской палинофлоре из Партизанского угленосного бассейна. Их объединяет сходство доминирующих группировок: обилие глейхениевых (около 10 видов и до 70% от общего состава

спор и пыльцы), циатеевых и диксониевых, а среди голосеменных – таксодиевых. Сравнение с однозростными палинофлорами других регионов позволяет установить близость их к флоре Риосеки Японии. Таким образом, возраст палинокомплекса из верхней части подсвиты – позднеаптский, а всей подсвиты – верхи раннего – поздний апт.

Мощность подсвиты более 1500 м.

Среднекемская подсвита развита в центральной и южной частях территории, где обнажается в береговых обрывах р. Кема, а также руч. Смеховка, Изюбриный, Холмогорка и Черный (рис. 2). Она согласно залегает на нижнекемской подсвите и сложена базальтами, пирокластическими, осадочными породами и пачками их переслаивания, а также микститами и подводнооползневymi образованиями. Отложениям свойственна значительная фациальная изменчивость.

Наиболее полный разрез подсвиты обнажен по руч. Смеховка (рис. 3, разр. V). Залегание пород здесь моноклинальное: азимуты падения – 245–280°, углы – 45–70°. Подсвита сложена главным образом лавами и туфами базальтов. Туфы доминируют в разрезе, образуя пласты мощностью до 135 м, и представлены агломератовыми и псефито-псаммитовыми разностями, часто содержащими обломки и глыбы базальтов и алевролитов размером до 1,5 м. Иногда туфы градационно отсортированы и содержат прослой мощностью до 0,5 м алевролитов, насыщенных вулканомиктовым материалом. Базальты массивные, либо с подушечной отдельностью, часто содержат ксенолиты размером до 2 м глинистых пород. Кроме того, встречаются вулканомиктовые мелко-среднезернистые песчаники, чередующиеся с алевролитами, а также псаммитовые тефроиды. Редки горизонты мощностью до 30 м глыбово-глинистых микститов с обломками базальтов размером до 1,5 м. Мощность разреза более 770 м.

В береговых обнажениях р. Кема, выше устья руч. Мрачного, разрез подсвиты имеет иное строение (рис. 3, разр. III). В отличие от разреза по руч. Смеховка, здесь преобладают базальты, а пирокластических пород значительно меньше. Редко встречаются мелкозернистые вулканомиктовые песчаники и алевролиты, а также валунно-песчано-глинистые микститы с обломками базальтов размером до 25 см. Мощность разреза около 440 м.

Возраст среднекемской подсвиты определен по положению в разрезе как позднеаптский – раннеальбский. Общая ее мощность 770 м. Следует отметить, что раннемеловые вулканы на востоке Сихотэ-Алиня очень редки, в связи с чем рассматриваемая подсвита является надежным маркирующим горизонтом.

Верхнекемская подсвита распространена на юге и востоке территории (рис. 2). Она сложена пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, а также содержит самостоятельные пласты песчаников, алевролитов и подводнооползневых образований.

Подсвита изучена по береговым обнажениям руч. Холмогорка, где она слагает крылья крупной синклинали, ось которой вытянута в северо-восточном направлении. Наиболее полный разрез подсвиты обнажен на северо-западном крыле синклинали (рис. 3, разр. VII), где ее слои согласно залегают на глыбово-валунно-глинистых микститах среднекемской подсвиты и моноклинально падают на юго-восток под углами 55–85°. Облик подсвиты определяют мощные (30–330 м) пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность ритмов в различных пачках колеблется от 3–10 до 60–100 см. Соотношение песчаник/алевролит в ритмах чаще всего равное и лишь иногда преобладают песчаники, либо алевролиты. Монотонная толща ритмичного переслаивания прерывается редкими горизонтами алевролитов с тонкими прослоями песчаников, маломощными слоями мелкозернистых песчаников и осложнена подводнооползневymi деформациями, либо содержит глыбово-глинистые микститы. Мощность разреза 1500 м.

На юго-восточном крыле синклинали разрез подсвиты (рис. 3, разр. VIII) отличается меньшей мощностью (940 м) и малым количеством оползневых горизонтов.

По данным В.П. Коновалова [13], в междуречье Западная Кема – Геологическая развита самая верхняя часть подсвиты мощностью до 200 м, что позволяет оценивать ее полную мощность в 1700 м.

В.П. Коновалов [13] обнаружил в нижней и средней частях подсвиты *Aucellina caucasica* (Buch), *A. anthulai* Pavl., *Puzosia* sp. indet., *Cuspidaria* sp. indet., *Tetragonites* cf. *timotheanus* (Pictet.), *Variamussium* sp., что свидетельствует, по его мнению, о ранне-среднеальбском ее возрасте.

Палинокомплекс из отложений верхней части подсвиты (пачки 10, 11, 17 разреза VIII) характеризуется доминированием среди папоротникообразных гладких трилетных спор, близких к циатеевым и диксониевым (*Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *Leiotriletes* spp.), а в составе голосеменных – обилием пыльцы *Classopollis* (*C. classoides* Pfl. em Poc. et Jans., *C. sp.*). Многочисленна пыльца близких к таксодиевым (*Taxodiaceapollenites hiatus* (Pot.) Kremp., *Inaperturopollenites dubius* (Pot. et Gell.) Thoms. et Pfl.) и *Gikgocycadophytus*, а также сосновым (*Alisporites similis* (Balme) Dettm., *A. sp.*). Встречена пыльца близких к ногоплодниковым (*Podocarpus multesimus* (Bolch.) Poc., *P. sp.*), араукариевым (*Arauc-*

cariacidites australis Cooks., *A. sp.*) и гнетовым. Среди папоротникообразных встречаются близкие к глейхениевым (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., *G. senonicus* Ross.), схизеевым (*Cicatricosisporites dorogensis* Pot. et Gell., *C. multicosatus* (Bolch.) Poc., *C. minor*, *Appendicisporites variverrucatus* (Coup.) Venklat. et Rasa, *Concavissimisporites asper* Poc., *C. apiverrucatus* (Coup.) Singh., *Impardecispora imperfectus* (Mal. et Bolch.) Poc.), уховниковым (*Laevigatosporites ovatus* Wils. et Webst., *L. ovoideus* Takah.). Принимают участие споры мохообразных, плауновидных: *Stereisporites stereoides* (Pot. et Venitz.) Pfl., *St. antiquasporites* (Wils. et Webst.) Dett., *St. glabellus* (Verb.) E. Sem., *Concavisporites junctus* (K.-M.) E. Sem., *Tripartina variabilis* Mal., *Kuylisporites lunaris* Cook. et Dett., *Tauocusporites reduncus* (Bolch.) Stov., *Coptospora paradoxa* (Cook. et Dett.) Dett. Спорадически встречаются *Klukisporites variegatus* Coup., *Osmundacidites wellmanii* Coup., *Dictyophyllum harrisii* Coup. Встречена трехборздная пыльца покрытосеменных *Tricolpites* spp., но количество её невелико. К этому комплексу наиболее близки по таксономическому составу верхнеальбские палинокомплексы из нижней подсвиты найбинской свиты (пачки I-II) Сахалина и верхней части осадочной толщи подводной возвышенности Ямато в Японском море. Сходство выражается не только в близком таксономическом составе, но и в доминировании пыльцы *Classopollis*. Возраст палинокомплекса – позднеальбский, а всей подсвиты – ранний – поздний альб.

Верхняя часть разреза нижнемеловых отложений бассейна р. Кема представлена **лужкинской свитой**. Она развита южнее исследованной территории – в междуречье Кема – Таежная (рис. 2) и сложена (рис. 3, разр. X) средне-мелкозернистыми песчаниками с редкими горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов и алевролитов, а в нижней части – с пластами андезибазальтов и их туфов. Мощность свиты – около 550 м. Собранная в этом районе обильная и очень характерная фауна *Pterotriconia pocilliformis* (Yok.), *Quadratotriconia (Transitriconia) fudsinensis* Mirol., *Ussuritronia belembeae* Konov., *Inoceramus anglicus* Woods, *I. concentricus* Park, *I. salomoni* Orb, *Liostrea* sp., *Pleuromya* cf. *sikkani* McLearn, *Entolium utukokense* Imlay, *Thracia kissoumi* McLearn и др. указывает на средне-позднеальбский возраст свиты [7, 8, 13]. По этим данным возраст лужкинской свиты соответствует возрасту верхней части верхнекемской подсвиты, что дает основание считать их фаціальными аналогами, но, по сведениям В.П. Коновалова [13], в междуречье Зап. Кема – Геологическая лужкинская свита согласно, либо с небольшим размывом залегает на кемской свите. В этом случае возникает противоречие между возрастными свит, установленными по макрофауне и спорово-пыльцевым дан-

ными, а также их взаиморасположением в разрезе. Вызвано ли это противоречие проблемой сопоставления разных групп органики или недостаточной изученностью взаимоотношения свит – не ясно и, очевидно, требует дополнительных исследований.

Таким образом, особенностями строения и состава баррем (?) – позднеальбских образований меандровской и кемской свит бассейна р. Кема является: 1) широкое развитие вулканических пород; 2) их приуроченность к средней (позднеаптской – раннеальбской) части разреза; 3) тесная ассоциация с грубообломочными породами; 4) широкое развитие в нижней и верхней частях разреза пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов; 5) значительная наблюдаемая мощность отложений, достигающая 4500 м. Отложения среднего – позднего альба, представленные лужкинской свитой, существенно отличаются по строению и составу от образований баррема (?) – альба. Свита характеризуется широким развитием терригенных пород, содержащих обильную мелководную фауну, а также присутствием в нижней части незначительного количества вулканитов.

ОБСТАНОВКИ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Литологический состав и отличительные признаки рассматриваемых отложений отражают историю седиментации в Кемском бассейне и позволяют в общих чертах реконструировать обстановки осадконакопления.

В **меандровской свите** преобладают пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Для ритмов, слагающих эти пачки, характерно: градационная отсортированность материала, резкая нижняя граница со следами эрозионного воздействия на подстилающий осадок, наличие продуктов размыва подстилающих отложений, набор осадочных текстур, в которых устанавливаются элементы последовательности А. Боума: bde, bcde и cde для нижней части свиты и abcde, ade и abde – для верхней. Все это является типичными признаками турбидитов [31].

Турбидиты в меандровской свите ассоциируют с подводнооползневными образованиями, а также с массивными и градационно отсортированными песчаниками и гравелитами, содержащими обломки алевролитов и растительный детрит, которые, очевидно, отлагались зерновыми или высокоплотными турбидными потоками. Незначительно развиты алевролиты с тонкими прослоями песчаников, относящиеся, вероятно, к доннотечением образованиям. Такой генетический состав меандровской свиты предполагает ее накопление у подножья склона и на прилегающих к нему участках бассейновой равнины.

Кемская свита объединяет широкий спектр обстановок седиментации. Выделяющиеся в ее составе подсвиты накапливались в характерных только для них обстановках, во многом определяющих своеобразие Кемского седиментационного бассейна.

Нижнекемская подсвита сложена гравелитами, мелкогалечными конгломератами и связанными с ними постепенными переходами песчаниками. Градационная нормальная и обратная отсортированность этих обломочных пород, часто содержащих фрагменты алевролитов и растительный детрит, указывают на их отложение высокоплотными (зерновыми) и дебризными потоками. Последние, очевидно, сформировали и горизонты микститов, которым свойственно хаотическое строение, обилие матрикса и отсутствие сортировки. Пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов относятся к проксимальным турбидитам, так как в них преобладают нижние (ab) элементы последовательности текстур А. Боума. Состав отложений свидетельствует о накоплении толщи в нижней части подводного склона относительно недалеко от источника сноса. Незначительная роль принадлежала вулканическим процессам, поставившим в бассейн лавы и туфы основного состава.

В **среднекемской подсвите** преобладают лавы базальтов, а также разнообразные по размерности туфы и тефроиды, содержащие пачки проксимальных турбидитов, отложения дебризных потоков (микститы) и подводнооползневые образования. Подушечная отдельность и миндалекаменная текстура базальтов, а также ассоциация с турбидитами и подводнооползневыми образованиями свидетельствуют об их формировании в результате подводных извержений вулканов. Градационная отсортированность в туфах и их преимущественно грубообломочный состав указывают на эксплозивный характер извержений, осаждение материала из пирокластических туч, его дифференциацию и переработку в водной среде, а также предполагают близость островных вулканических построек. В краткие периоды между извержениями гравитационными потоками различной плотности формировались пачки турбидитов и микститов. Очевидно, отложения накапливались на сложном по морфологии склоне.

Верхнекемская подсвита состоит из мощных пачек ритмичного переслаивания, обладающего признаками турбидитов, а также содержит пласты массивных и горизонтальнослоистых мелкозернистых песчаников, алевролитов и микститов. В ритмах турбидитов преобладают текстуры bde, bcde, abde и cde последовательности А. Боума. Отложения накапливались турбидными и спорадически сопровождаемыми их дебризными потоками в нижней части и у подножья склона.

Таким образом, основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала среди баррем (?)–альбских образований бассейна р. Кема были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, что указывает на присклонную обстановку седиментации, осложненную активными вулканическими процессами. Выяснить направление движения гравитационных потоков позволяют оползневые структуры, встречающиеся среди турбидитов меандровской свиты и верхнекемской подсвиты. Примеры таких структур показаны на рис. 4. В верхнекемской подсвите, в разрезе на северо-западном крыле синклинали руч. Холмогорка (рис. 3, разр. VII), обнажена фронтальная часть оползня (рис. 4, А). Более литифицированные слои

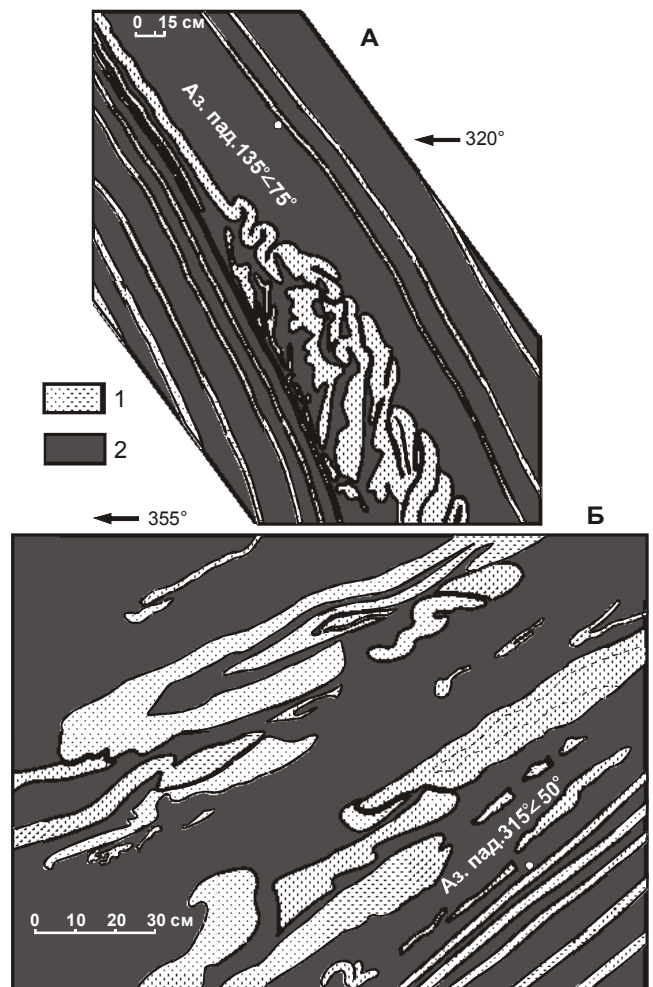


Рис. 4. Микрооползневые складки в верхней подсвите кемской свиты (левый берег руч. Холмогорка). Крылья синклинали: А – северо-западное (пачка 13, разрез VII), Б – юго-восточное (пачка 11, разрез VIII). Зарисовки обнажений.

1 – песчаники; 2 – алевролиты.

песчаников здесь смяты в каскад опрокинутых микроскладок, напользающих друг на друга. На юго-восточном крыле этой структуры (рис. 3, разр. VIII), примерно на этом же стратиграфическом уровне, также встречен горизонт, содержащий серию лежащих оползневых микроскладок (рис. 4, Б). Шарниры складок в обоих случаях субгоризонтальные. Это свидетельствует о том, что простираение подводного склона, на котором происходило осадконакопление, совпадает, вероятно, с простираением складок ($35-45^\circ$), а вергентность микроскладок говорит о гравитационном скольжении обломочного материала с юго-востока на северо-запад.

Определить состав области питания и палеотектонические обстановки седиментации можно по вещественному составу терригенных пород и лав. Турбидитовые песчаники меандровской и кемской свит по набору породообразующих компонентов относятся к полевошпатово-кварцевым грауваккам и полевошпатовым аркозам, особенностью которых является преобладание среди обломков пород основных вулканитов. Генетическая интерпретация состава породообразующих компонентов свидетельствует, что источником обломочного материала была главным образом вулканическая дуга [13]. Этот вывод подтверждается особенностями химического состава песчаников и алевролитов, а также преобладанием в них типично островодужной (орто- и клинопироксены, роговая обманка, магнетит) ассоциации тяжелых минералов. В обломках гравелитов и конгломератов встречаются сиалический материал и кремни с триасовыми и юрскими радиоляриями [9], что предполагает участие в фундаменте островной вулканической дуги триасово-юрской аккреционной призм.

Петрогеохимические особенности базальтов, находящихся в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами, указывают на их принадлежность к высококальциевой субщелочной (шошонитовой) и, реже, высококальциевой известково-щелочной сериям, формирование которых происходило в тыловых частях островных дуг на заключительных этапах их формирования [13, 23].

Таким образом, структурные особенности турбидитов, а также вещественный состав терригенных и вулканических пород дают основание предполагать, что баррем(?)-альбские отложения бассейна р. Кема накапливались на островодужном склоне тыловой части энсиалической дуги.

Лужкинская свита, судя по строению, однородному литологическому составу и обилию ископаемых раковин мелководных толстостенных прикрепляющихся и малоподвижных моллюсков, накопилась на шельфе мелководного моря. Вещественный состав песчаников свиты свидетельствует о ее фор-

мировании за счет разрушения вулканогенно-осадочных комплексов островной дуги [9, 13]. Накоплением свиты завершилось развитие и становление Кемского задугового бассейна.

Отложения, аналогичные вулканогенно-осадочным образованиям бассейна р. Кема, известны и в северных фрагментах Кемского террейна. В Самаргинском фрагменте они представлены меандровской и кемской свитами, объединенными в баррем(?) - среднеальбский вулканогенно-флишевый комплекс, и лужкинской свитой, отнесенной к средне-верхнеальбскому вулканогенно-молассовому комплексу [6, 13]. Вулканогенно-флишевый комплекс (до 3600 м) в нижней части сложен чередованием пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов и мощных пластов (до 50 м) грубозернистых песчаников, а в верхней – ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов с участием базальтов, андезибазальтов, андезитов и их туфов, гиалокластитов, туффигов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Некоторые разрезы верхней части комплекса на 80% сложены вулканитами. Вулканогенно-молассовый комплекс (до 2400 м) сложен чередованием пачек агломератовых туфов, микститов, туфоконгломератов и туффигов с линзами и прослоями терригенных пород, пепловых туфов и тефроидов, а также пластами базальтов, андезибазальтов и андезитов. Терригенные породы часто переслаиваются. В Коппи-Тумнинском фрагменте баррем-альбские вулканогенно-осадочные образования мощностью до 1000 м также представлены песчаниками, алевролитами и пачками их переслаивания, среди которых встречаются базальты, андезибазальты и андезиты, а также микститы, тефроиды, туфы и туффиты. Терригенные породы содержат значительную примесь основной вулканокластики [23].

Сходство возраста, строения и состава вулканогенно-осадочных образований во всех фрагментах Кемского террейна позволяет рассматривать их как осадочное выполнение единого бассейна седиментации. Им свойственны: большая мощность, широкое развитие гравитационных отложений, узкий возрастной диапазон, тесная ассоциация с островодужными основными и, реже, средними вулканитами и их туфами, насыщенность терригенных пород пирокластикой.

Анализ разновозрастных отложений, развитых в смежных с Кемским террейном структурах, позволяет считать его членом латерального ряда синхронно развивавшихся тектонических элементов позднемезозойской конвергентной субдукционной окраины Палеоазиатского континента (рис. 1, 5).

В Самаргинском террейне альбские образования представлены терригенными континентальными и мелководно-морскими (шельфовыми) отложения-

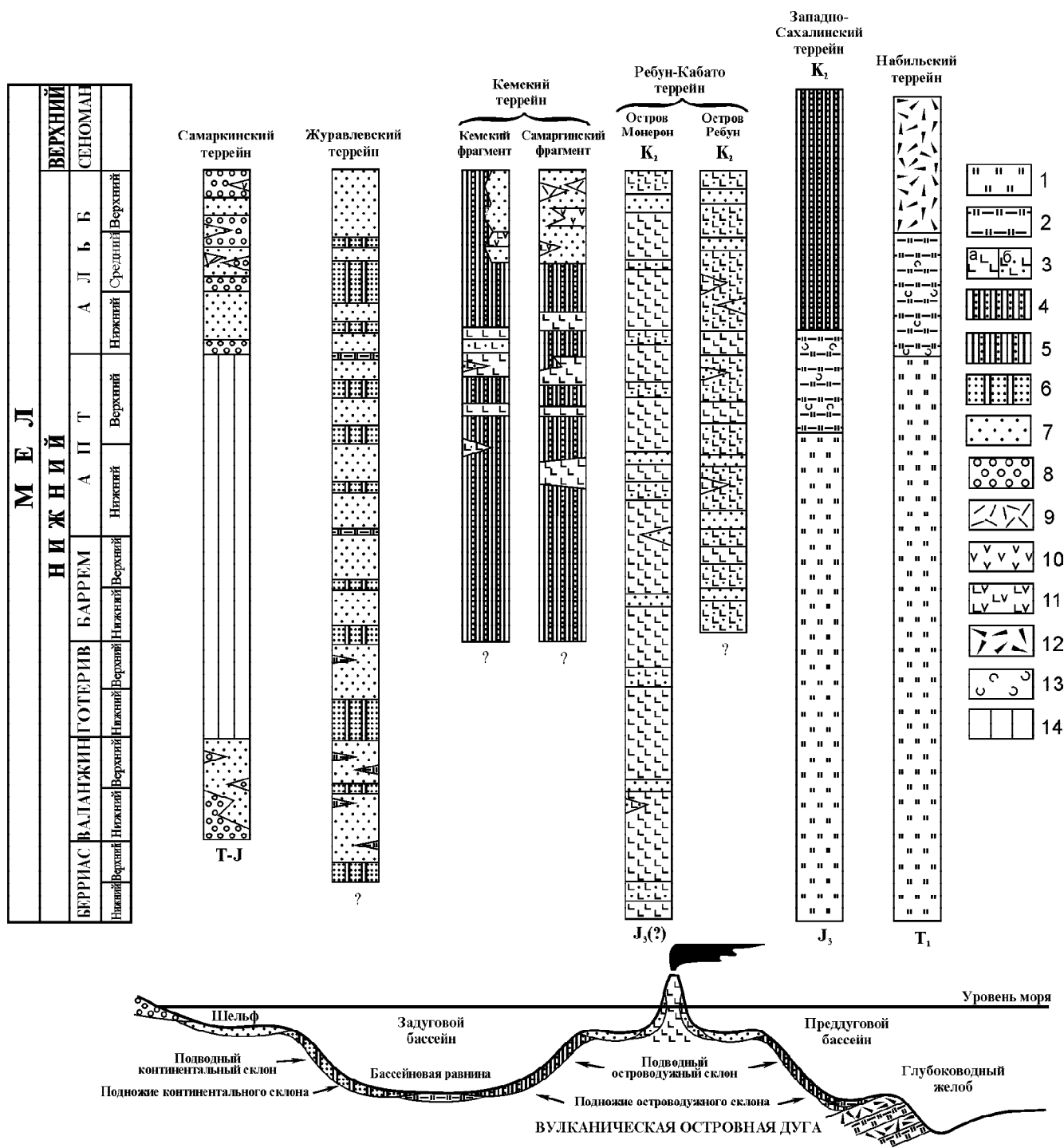


Рис. 5. Схема корреляции отложений различных латеральных элементов раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Отложения: 1 – океанические вулканогенно-кремнистые; 2 – гемипелагические глинистые и глинисто-кремнистые; 3 – островодужные вулканогенные: а – лавы, б – туфы; 4–6 – турбидиты склона, его подножья и прилежащих частей бассейновой равнины; 4 – преддуговой бассейна, 5–6 – задугового бассейна; 5 – островодужного склона, 6 – континентального склона; 7 – терригенные мелководно-морские; 8 – терригенные континентальные; 9–11 – вулканы неясного происхождения: 9 – кислого, 10 – среднего, 11 – основного-среднего состава; 12 – пирокластический материал; 13 – олистостромы; 14 – стратиграфическое несогласие.

ми мощностью более 2000 м [13, 25]. Восточнее, в западной части Журавлевского террейна, мощность нижнемеловых отложений достигает 15 тыс. м. Баррем-альбская часть разреза представлена чередованием мелководно-морских отложений шельфа, турбидитов континентального склона и его подножья, а также контуритов и глинистых пород бассейновой равнины [4]. Обломочный материал нижнемеловых отложений Самаркинского и Журавлевского террейнов – сиалический, без заметной примеси пирокластического и вулканомиктового материала [3].

Восточнее Кемского, в Западношмидтовском, Камышовом и Ребун-Кабато террейнах распространены раннемеловой комплекс образований мощностью до 4000 м, состоящий из островодужных лав и пирокластических пород, с незначительным количеством мелководно-морских отложений [16, 19, 22, 29]. В большинстве разрезов пирокластические образования преобладают над лавами. Эти признаки характерны для собственно островных вулканических поднятий (гряд) [15, 27]. Лишь на о. Монерон лав больше, что позволяет предполагать здесь осевую часть островной вулканической гряды.

В Западно-Сахалинском террейне развит мощный комплекс отложений (до 7000 м), состоящий из берриас-альбских вулканогенно-кремнистых образований и альб-сеноманских терригенных илов, контуритов и турбидитов, накопившихся в широком спектре обстановок: бассейновой равнины, островодужного склона и его подножья. Состав кластики свидетельствует о разрушении вулканической питающей провинции. Л.М. Парфенов, Е.Н. Меланхолина и С.В. Зябрев [5, 14, 15] рассматривают этот бассейн как преддуговой, заложившийся на недеформированном фрагменте океанической плиты.

Аниво-Гомонский и Набилский террейны сложены альб-сеноманским турбидито-олистоматриковым матриксом, содержащим аллохтонные пластины и блоки пермских, триасовых и позднюрско-раннемеловых кремнистых пород, известняков и вулканитов. Отложения альба – сеномана содержат существенную примесь пеплового материала. Террейны имеют чешуйчато-надвиговое строение и относятся к ранне-позднемеловой аккреционной призме [18, 30].

Таким образом, Кемский террейн, несмотря на возможные смещения по сдвигам, можно рассматривать как составную часть латерального ряда синхронно развивавшихся тектонических структур позднемезозойской конвергентной окраины северо-западной части Палеоокеана, а именно: осадочное выполнение части задугового бассейна, примыкавшей к островной вулканической дуге. Формиро-

вание мощных (до 4800 м) толщ осадков происходило на относительно крутом подводном островодужном склоне и у его подножия на фоне активного базальтового вулканизма. Основными агентами накопления терригенных толщ были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, поставлявшие в бассейн огромное количество терригенного и вулканомиктового материала. Очевидно, Кемский террейн следует считать не собственно островодужным в узком понимании этого слова [25], а как элемент задуговой части островодужной системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литолого-стратиграфическими исследованиями уточнены строение и состав нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований бассейна р. Кема. Меландровская свита (баррем(?) – ранний апт) состоит из пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, а также отдельных горизонтов песчаников, алевролитов и подводнооползневых образований. Кемская свита (ранний апт – поздний альб) разделена на три подсвиты – нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижнекемская подсвита, существенно грубообломочная, сложена гравелитами, конгломератами и песчаниками с пластами алевролитов, микститов и оползневых образований, а также пакетами ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Среднекемская подсвита – преимущественно вулканогенная, в ней преобладают базальты и их туфы, а также встречаются песчаники, алевролиты, микститы и оползневые образования. Верхнекемская подсвита состоит из пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, а также отдельных пластов песчаников, алевролитов и микститов. Завершает разрез лужкинская свита (средний – поздний альб), сложенная песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов, андезитобазальтов и их туфов.

Генетический состав рассматриваемых отложений, среди которых широко распространены разнообразные гравитационные образования – от ассоциирующихся с вулканитами незрелых турбидитов до подводных оползней, указывает на присклонную обстановку их формирования, осложненную вулканическими процессами. Изучение ориентировок оползневых складок указывает на гравитационное скольжение обломочного материала с юго-востока на северо-запад. Вещественный состав песчаников и алевролитов свидетельствует об островодужном источнике обломочного материала, а петрогеохимические особенности базальтов – об их приуроченности к тыловой части энсиматической островной дуги.

Все эти признаки, а также большая мощность отложений (более 5300 м), относительно узкий воз-

растной диапазон их накопления, преобладание среди вулканогенных пород лав над туфами позволяют рассматривать нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования р. Кема как осадочное выполнение приостроводужной части задугового бассейна, который был составной частью меловой Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Авторы выражают глубокую признательность П.В. Маркевичу за консультации, конструктивные замечания и предложения при работе над рукописью. Мы также благодарны В.П. Коновалову за предоставленные материалы, полезные для наших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты № 01-05-64602, 98-05-65328, 99-05-64568).

ЛИТЕРАТУРА

- Бурдэ А.И., Высоцкий В.И. Новые данные об апт-сеноманских отложениях бассейна реки Кемы и прилегающих частей бассейнов рек Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Примор. геол. упр. Владивосток, 1963. № 4. С. 19–21.
- Бурдэ А.И., Мостовой В.К. Структурно-фациальные зоны средней части Главного Синклинория Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 164–168.
- Геосинклинальный литогенез на границе континентокеан. М.: Наука, 1987. 177 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
- Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. нук. Хабаровск, 1992. 26 с.
- Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 100–115.
- Коновалов В.П. Актеонелловые слои Сихотэ-Алиня // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 39–45.
- Коновалов В.П., Миролубов Ю.Г. Некоторые раннемеловые тригонииды Приморского края // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток, 1978. С. 85–96.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. и др. Строение и состав нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований бассейна р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь) // Вестн. ДВО РАН. 2001. (В печати).
- Маркевич П.В. Новые данные о распределении флиша в южном Сихотэ-Алине // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 54–65.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 80–91.
- Маркевич П.В., Малиновский А.И., Голозубов В.В. и др. Палеогеография юга Дальнего Востока в раннемеловую эпоху // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 49–63.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 300 с.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой северо-востока Азии. Новосибирск.: Наука, 1984. 190 с.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
- Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука. 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
- Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 62–71.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
- Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
- Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
- Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
- Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3–18.
- Hirano N., Tanabe K., Ando H., Futakami M. Cretaceous forearc basin of central Hokkaido: lithofacies and biofacies characteristics // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs. 29th IGC field trip guide book. V.1. Nagoya University. 1992. P. 45–80.

29. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, North Hokkaido, Japan // Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. № 31. P. 51–62.
30. Khanchuk A.I., Panchenko I.V. Permian and Triassic rocks in terranes of the southern Far East of Russia // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events: biostratigraphy, tectonics and ore deposits of Primoryie (Far East of Russia). IGCP Project 272. № 30. Lausanne, 1997. P. 1–4.
31. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. V. 62, № 6. P. 932–966.

Поступила в редакцию 10 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.I. Malinovsky, A.N. Filippov, V.V. Golozoubov, V.P. Simanenko, and V.S. Markevich

Lower Cretaceous deposits of the Kema river area (Eastern Sikhote-Alin): sedimentary filling of a back-arc basin

Structure and composition of the Lower Cretaceous volcano-sedimentary deposits of the Kema river basin, belonging to the Kema terrane (Eastern Sikhote-Alin), have been more exactly defined by lithologic and stratigraphic investigations. Stratigraphic sequence of these deposits is as follows: Meandrovsky suite (Barremian (?) - Early Aptian); Kemsky suite (Early Aptian - Late Albian), which is divided into three subdivisions, and Luzhkinsky suite (Middle to Late Albian). Among these deposits different gravitation sediments are widespread: from immature turbidites up to submarine landslides, associating with the products of submarine volcanism. The Kema terrane is part of the lateral row of adjacent and synchronously developing tectonic elements of a single Moneron-Samarginsky island-arc system. The location of the terrane, its genetic composition, thicknesses of the deposits, and nature of its filling and relations with the adjacent lateral elements indicate that the deposits had been formed in the near slope environments, and the terrane fits best the concept of a back-arc basin.

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИВАНОВСКОЙ ДЕПРЕССИИ, ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко***

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

***Приморгеолком, Министерство природных ресурсов РФ, г. Владивосток*

На базе новых данных впервые предложена схема расчленения палеоген-неогеновых вулканогенно-осадочных образований Ивановской депрессии – кайнозойской тектонической структуры, расположенной на южной окраине Ханкайского массива. Дана литологическая и палеоботаническая характеристика выделенных стратиграфических единиц, проведено сопоставление с соседними кайнозойскими впадинами и определено место рассматриваемой депрессии в ранее принятой схеме структурно-формационного районирования юга Приморья для палеоген-неогенового времени.

Ключевые слова: стратиграфия, палеоген, неоген, Приморье.

Кайнозойские отрицательные тектонические структуры Приморья по степени изученности и, как следствие, частоте цитируемости в геологической литературе четко делятся на две группы. Одна включает впадины, где изучение палеоген-неогеновых образований возможно в естественных обнажениях или карьерных выработках, связанных с угледобычей; другая (более многочисленная) группа объединяет депрессионные структуры, в которых таких условий нет. И если первая группа служит объектом непреходящего интереса геологов и биостратиграфов, то впадины второй группы остаются вне поля зрения специалистов. Между тем, по площади распространения и мощности кайнозойского чехла они часто превосходят многих представителей первой группы. Таким своеобразным "белым пятном" на карте ареала палеоген-неогеновых отложений юга Приморья является Ивановская депрессия – структура, традиционно даже не упоминаемая в Региональных стратиграфических схемах. Это вполне объяснимо, так как до недавнего времени сведения о ней ограничивались данными сейсмических исследований.

Но после проведения поисково-разведочных гидрогеологических работ, сопровождавшихся большим объемом бурения (Самусенко и др., 1989 г.)*, были получены представительные данные о строении кайнозойского чехла в пределах указанной

структуры. Это дало возможность не только предложить схему стратиграфического расчленения кайнозойского комплекса, но и провести корреляцию разрезов с соседними впадинами Южного Приморья, а также определить положение Ивановской депрессии в ранее принятой схеме [16] структурно-формационного районирования указанной территории для палеоген-неогенового времени.

В основу статьи положены геологические и палеоботанические материалы авторов, полученные при участии в вышеупомянутых работах. Маршрутные наблюдения, передокументация керна и его комплексное опробование проведено Б.И. Павлюткиным; спорово-пыльцевой анализ выполнила Т.И. Петренко. Привлечены также заключения Р.С. Климовой о составе и возрасте отпечатков листьев из коллекций, собранных первым автором из кернов скважин.

Ивановская депрессия находится в бассейне р. Илстой (Лефу), в ее среднем течении (рис. 1). В плане она имеет форму неправильного овала размерами 25×14 км, с длинной осью, ориентированной в субширотном направлении, и площадью 230–240 км². Границы депрессии на западе нечеткие: здесь она переходит в Осиновско-Даниловскую группу мульд, а на востоке через локальные впадины бассейна р. Снегуровки (Сандуган) прослеживается ее связь с Реттиховской мульдой.

Третичные отложения на большей части площади Ивановской депрессии перекрыты базальтами Шкотовского плато, расчлененными четвертичной речной сетью. Мощность кайнозойского чехла де-

*Самусенко А.Н. и др. Результаты детальных поисков подземных вод в пределах Ивановского артезианского бассейна. 1989 г. (Фонды Гидрогеологической экспедиции Приморгеолкома).

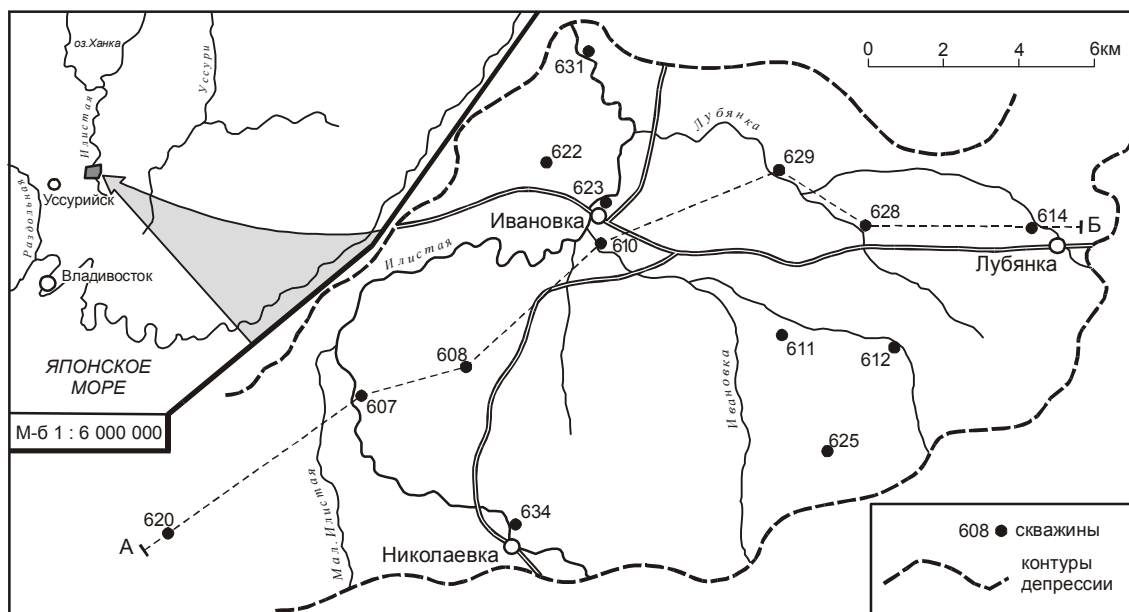


Рис. 1. Ивановская депрессия: расположение изученных разрезов.

прессии составляет, по материалам сейсмических работ, около 800 м. Наиболее глубокие (400–500 м) скважины в центральной ее части не вскрыли докайнозойских пород, поэтому приведенная цифра суммарной мощности представляется вполне реальной. В северо-западном секторе впадины мощность чехла значительно меньше (около 100 м). Скважины там достигли докайнозойского фундамента, сформированного палеозойскими лавами и туфами риодацитового состава, в различной степени выветрелыми. На участках, где в нижней части разреза третичных отложений залегают тонкообломочные, угленосные породы (скв. 622), под ними сохранились зрелые коры выветривания мощностью до 30 м (без учета зоны трещиноватости). Верхняя, глинистая часть сложена чистыми белыми каолинами (90–100% каолинита с незначительным участием гидрослюды).

Данные бурения показывают, что разрезы в восточном секторе депрессии отличаются от разрезов в остальной ее части, где наиболее полно кайнозойские отложения изучены по скв. 610 (рис. 2). В интервале 0–404 м вскрыты следующие толщи (снизу вверх):

1. Алевролиты (преобладают) серые с буровато-коричневым оттенком, с характерным волнисто-раковистым изломом, ритмично чередующиеся с песчаниками серыми, мелко-среднезернистыми, отчетливо слоистыми и галечниками с плотным песчано-глинистым заполнителем. В составе толщи – 3 седиментационных ритма мощностью 24.5, 50.5 и 32.0 м, начинающиеся с галечников и завершающиеся алевролитами. В алевролитах верхнего ритма – тонкий (0.2 м) пропласток бурого угля. Алевролиты толщи крепкие, с сидеритовым цементом. По всему разрезу – тонкий растительный шлам, а в песчаниках –

растительный углефицированный детрит и обрывки отпечатков листьев..... 107 м

2. Ритмичное чередование алевролитов светло-серых (преобладают в разрезе), песчаников светло-серых, мелко-, реже среднезернистых и галечников с песчано-глинистым заполнителем; ритмы чаще неполные, бинарные; в составе толщи – несколько маломощных (первые см) угольных пропластков в ее верхней части, а также три пласта угля рабочей мощности 11.0, 4.5, и 5.0 м, приуроченные к алевролитовым пачкам в интервалах глубин 285–296, 273–277.5, 190–195 м соответственно; по всему разрезу – растительный детрит и углефицированные древесные остатки, в нижней части – отпечатки листьев.....193 м
 3. Валунно-галечные отложения с разномелким серым песком, фрагментами лигнитизированной древесины и с подчиненными прослоями зеленовато-серых, сине-зеленых аргиллитов и алевролитов, включающих растительный шлам и отпечатки листьев. В верхней части толщи породы заметно выветрелые, железистые.....74 м
 4. Базальты (два потока) серые мелкопористые; в кровле потоков – ноздревато-пузыристые фиолетово-красные.....22.8 м
 5. Гравий, мелкая галька с песчано-суглинистым заполнителем, в кровле – буровато-коричневый суглинок..7.2 м
- Общая мощность.....404 м

Окатанность обломков в галечниковых прослоях первой – третьей толщ невысокая: она, как правило, не более 2–2.5 баллов (по пятибалльной шкале А.В. Хабакова) и лишь немного превышает окатанность галек в современной аллювии р. Илистой на участке пересечения ею Ивановской депрессии. Состав обломков довольно однообразный: доминиру-

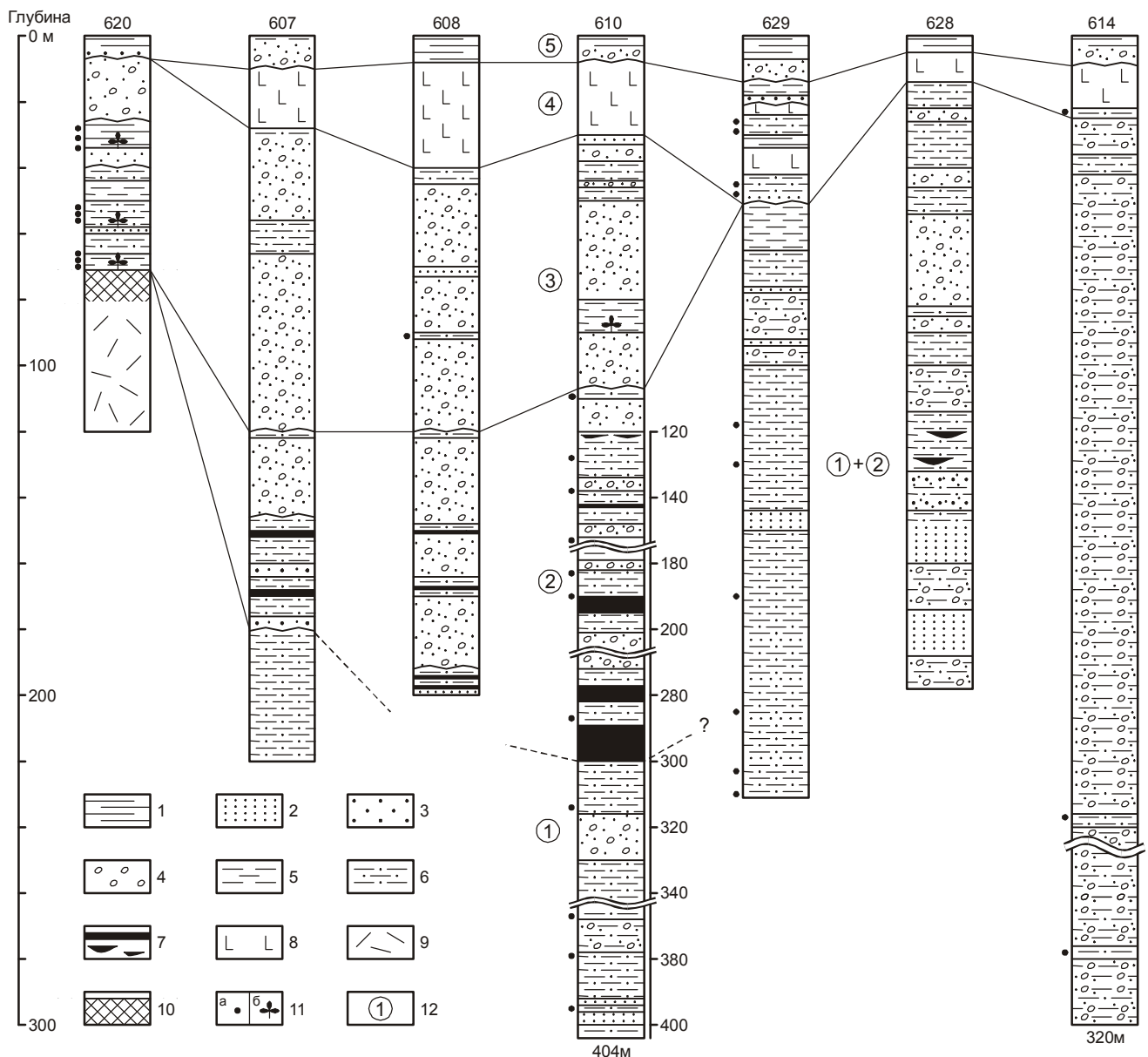


Рис. 2. Корреляция кайнозойских отложений по линии А-В (рис. 1).

1 – глины, суглинки, 2 – пески, песчаники, 3 – гравийники, 4 – галечники, 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – угли, 8 – базальты, 9 – риолиты, 10 – коры выветривания, 11 – спорово-пыльцевые пробы (а), листовая флора (б), 12 – номера литологических толщ (по тексту).

ют риодациты; редко встречаются кварцы и окремненные алевролиты.

Степень зрелости материала, слагающего песчано-алевритовую фракцию, довольно низкая. В тяжелом остатке преобладают неустойчивые минералы: роговые обманки (16.3–35.0%), эпидот (18.7–61.7%), эпидотизированные пироксены с включением рудных минералов (2.3–19.6%). Устойчивые титансодержащие минералы играют подчиненную роль. Минеральные новообразования, представлен-

ные марказитом и лимонитом, присутствуют с оценкой "единично" кроме толщи 2, где отмечен еще и сидерит (до 7.5%). Легкая фракция соответствует граувакковому аркозам; доля кварца в ней лишь иногда достигает 25%. Глинистая составляющая – полиминеральная: каолинит (45–67%), гидрослюды (17–40%), группа смектитов (5–40%). В палеогеографическом плане такое соотношение минералов в псаммито-пелитовой части осадков в сочетании с пачками галечников, характеризующихся невысокой ока-

танностью и преимущественно местным составом слагающих их обломков, указывает на наличие горного рельефа в обрамлении депрессии и служит индикатором контрастности тектонических движений.

По результатам палинологического анализа образцов из толщ 1 и 2 (далее – алевролитовая и угленосная, соответственно) выделено 17 полноценных (более 300 зерен на препарат) спектров, не обнаруживающих принципиальных различий и потому рассматриваемых в составе единого спорово-пыльцевого комплекса (СПК-1). Он характеризуется нечетко выраженным преобладанием пыльцы голосеменных над покрытосеменными (реже наоборот) при подчиненной роли спор. Группа споровых растений малоинформативна: в ней безусловно доминируют представители сем. Polypodiaceae. Среди голосеменных преобладает пыльца Taxodiaceae gen. indet. (11.9–39.6%) и *Pinus* s/g *Haploxyylon* (12–36.2%); относительно меньше пыльцы *Picea* sect. *Omorica* и *P.* sect. *Eupicea* (до 14.7% в сумме); другие представители темнохвойных (*Abies*, *Tsuga*) содержатся в количестве не более 1–2%. Столь же незначительно (с оценкой "ед. – нет") в спектрах отмечена пыльца таких родов, как *Podocarpus*, *Keteleeria*, *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Cryptomeria*. Показательно присутствие единичных пыльцевых зерен архаичных хвойных *Dacrydium*, *Araucaria*, ныне произрастающих преимущественно или исключительно в Южном полушарии, но в палеогене широко распространенных и в северной полусфере [12].

Группа покрытосеменных очень разнообразна в таксономическом отношении, но без явных доминантов. Относительно преобладают буковые (до 18.8%); ведущую роль играет бук (три морфотипа пыльцы). Кроме того присутствуют (с оценкой "нет – первые %") пыльца *Castanea*, *Castanopsis*, предположительно вечнозеленых жестколистных дубов *Quercus graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Q. forestdalensis* Trav., а также вида *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., характерных, согласно Е.П.Бойцовой [3], для палеогеновых палинофлор бореальной Азии и не переходящих в неоген.

Несколько уступают буковым в процентном отношении ильмовые (до 10.5%, ильм преобладает), березовые (до 11.7%) и ореховые (до 5.1%). В составе последних отмечена единичная пыльца энгельгардии. Довольно разнообразны гаммелидовые (*Hamamelis*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Sycopsis*, *Altingia*), с оценкой "ед." присутствует пыльца платана, лорантовых (*Loranthus elegans* I. Kulkova), миртовых, анкардиевых, включая *Rhus ustjurtensis* Boitz., сапиндовых (*Cardiospermum notabile* I. Kulkova).

Показательным является также спорадическое присутствие пыльцы формальных таксонов *Pseudoplicapollis palaeocenicum* W. Kr., *Tricolpites* sp.,

Tricolporopollenites liblarensis (R. Pot.)Th. et Pfl., *T. cingulum* (R.Pot.)Th. et Pfl., *T. pseudocingulum* (R. Pot.)Th. et Pfl., *Verrutricolpites* sp., *Pokrovskaja gracilis* Pan. – представителей стемм *Normapolles* Pfl. и *Postnormapolles* Pfl., определяемых по искусственной классификации и характерных исключительно для палеогена [5]. Лишь немногие из них доживают до рубежа средний / поздний олигоцен [1].

Таким образом, состав пыльцевых спектров указывает определенно на палеогеновый возраст вмещающих пород толщ 1 и 2. Палинологическим данным не противоречат и результаты анализа небольшой коллекции листовой флоры из толщи 2 с глубины 287 м (определения Р.С. Климовой), в которой установлены: *Osmunda* cf. *heeri* Gaudin – 1*, *Taxodium* cf. *dubium* (Sternb.) Heer – 5, *Sequoia* cf. *langsдорфii* (Brongn.) Heer – 3, *Glyptostrobus* sp. – 1, *Equisetum* sp. – 1, *Populus* sp. – 1, *Styrax* sp. – 1, *Betula* sp. gen. indet. – 1. Р.С.Климова считает, что возраст данного комплекса флоры соответствует, более вероятно, среднему миоцену. Однако все растения, имеющие видовые определения, хотя бы со знаком подобию, в том числе *Osmunda heeri*, пользуются широким распространением и в составе палеогеновых флор Евразии [4]. Из имеющегося в нашем распоряжении набора эталонных палинофлор по кайнозою Приморья наибольшее сходство рассмотренный выше СПК-1 обнаруживает с палинокомплексами позднего эоцена – начала олигоцена стратотипического разреза надеждинской и устьядавыдовской свит на п-ове Речной [13].

Полноценные палинологические данные по толще 3 (далее – галечниковой) из керна скв. 610 получить не удалось. Единичные спектры выделены из алевролитовых прослоев в указанной толще по скв. 623, 608, вскрывающим аналогичные разрезы с той же последовательностью литологических единиц (рис. 2). В палиноспектре, полученном по скв. 623 (гл. 85 м), покрытосеменные преобладают (56.7%) над голосеменными (38.7%) и споровыми растениями (4.6%). В группе голосеменных ведущая роль принадлежит Taxodiaceae – 13.8%, *Pinus* s/g *Haploxyylon* – 6.1%, *P.* s/g *Diploxyylon* – 4.5%, *Picea* sect. *Omorica* – 5.2%. Род *Tsuga* представлен разнообразно (5 видов – 4.9% в сумме). Встречена пыльца *Glyptostrobus*, *Cunninghamia*, *Cedrus*, *Abies*, *Larix*. Среди покрытосеменных выделяются *Fagus* – 20.7%, *Ulmus* – 8.6%, *Juglans* – 5.6%. Подчиненное значение имеют *Carpinus* – 3%, *Acer* – 3%, *Liquidambar* – 1.2%, *Alnus* – 2.4%, *Betula* sp. – 4%, *Betula* sect. *Costatae* – 1%, *Carya* – 1%, единично присутствуют *Castanea*, *Aesculus*, *Symplocos*, *Fraxinus*.

* Цифра здесь и далее – количество отпечатков.

Аналогичный спектр получен из галечниковой толщи по скв. 608 (гл. 90 м); различия проявляются лишь в деталях: *Taxodiaceae* – 20.2%, *Pinus* s/g *Haploxyton* – 2.2%, *P. s/g Diploxyton* – 1.0%, *Picea* sect. *Omorica* – 12.2%, *Tsuga* – 4.2%, *Glyptostrobus*, *Abies*, *Larix* – ед., *Fagus* – 12.1%, *Ulmus* – 5.4%, *Juglans* – 8.5%, *Carpinus* – 2.6%, *Acer* – 5.7%, *Betula* sp. – 2.2%, *Alnus* – 3.5%, *Carya* – 0.9%.

Поскольку приведенные спектры единичны, возникают сомнения в их репрезентативности. С целью избежать возможной ошибки мы привлекаем более представительные материалы по скв. 620, вскрывающей толщу 3 в зоне перехода к Осиновско-Даниловской мульде. Разрез здесь отличается более тонкообломочным составом пород: в нем преобладают зеленовато-серые и сине-зеленые алевролиты, аргиллиты с подчиненными прослоями слабосцементированного песчаника, в кровле – пачка галечника. Мощность – 57 м. В основании разреза сохранилась кора выветривания каолинового типа, развитая на кварцевых порфирах палеозоя.

Палинокомплекс из 9 проб (СПК-2) практически повторяет по набору таксонов и их процентному содержанию оба вышеописанных спектра. Во всех пробах покрытосеменные заметно преобладают в процентном отношении (53.8–73.5%) над голосеменными (20.3–40.6%) при малом количестве спор (2.1–8.7%). Среди последних безусловно доминируют представители сем. *Polypodiaceae*. В группе голосеменных ведущую роль играет пыльца *Taxodiaceae* (до 20.4%) при незначительном участии сосновых, среди которых выделяются *Picea* sect. *Omorica* (до 13.2%), *Pinus* s/g *Haploxyton* (до 8.6%) и *P. s/g Diploxyton* (до 6.2%), *Abies* (до 3%) и *Tsuga* spp. (до 9% в сумме). Остальные представители сосновых и таксодиевых отмечаются непостоянно с оценкой "ед."

Группа покрытосеменных разнообразна; преобладает в ней пыльца буков (12.1–30.2% – в сумме), из остальных – заметны ореховые (*Juglans* – до 6.0%), березовые (*Carpinus* – 1.1–4.6%, *Betula* – до 16%, *Alnus* – 3.1–6.9%), ильмовые (*Ulmus* – 1.9–7.2%, *Zelkova*, *Celtis* – ед.) и кленовые (*Acer* – до 3.1%). Непостоянно и в незначительном количестве (ед. – редко 1–2%) отмечаются ликвидамбр, падуб, каштан, конский каштан, эвкоммия, нисса, аралиевые, жимолостевые, виноградные и другие представители умеренных и теплоумеренных семейств.

Рассматриваемый комплекс несколько богаче и разнообразнее спектров по скв. 623 и 608 за счет вышеприведенных таксонов, присутствующих эпизодически с оценкой "ед.". Это вполне логично, ибо, чем большее число проб анализируется, тем выше вероятность того, что в комплексе окажутся редкие виды, не обнаруживаемые при работе с единичными про-

бами. Интересно, что в составе комплекса по скв. 620 и в пробе по скв. 608 обнаружены (единичные) пыльцевые зерна таких родов, как *Symplocos*, *Schima*, *Hamamelis*, придающих указанной палинофлоре субтропический оттенок. На самом деле – это типичная теплоумеренная флора. Род *Symplocos* действительно характерен для субтропиков и тропиков, но в него входит небольшая группа теплоумеренных листопадных видов, в частности *Symplocos paniculata* Wall., ныне произрастающий на Корейском п-ове и в Северо-Восточном Китае. Плоды сем. *Theaceae*, включающего род *Schima*, установлены П.И. Дорофеевым (БИН АН СССР) в миоценовых отложениях Павловской впадины [14], а листья *Schima* sp. обнаружены в составе среднемиоценовой флоры Мамонтовой Горы [6]. Что касается рода *Hamamelis*, то такой его представитель, как *H. japonica* Sieb. et Zucc., входит в состав широколиственных лесов юго-западного Хоккайдо.

Разумеется, присутствие таких относительно термофильных элементов определяет «теплый» характер изучаемых спектров и позволяет соотносить их с временем так называемого главного неогенового оптимума (интервал, приуроченный к зоне перехода от раннего к среднему миоцену). В спектрах нет коррелятивных таксонов палеогена, в них отсутствуют представители формальных родов – все это дает нам основание рассматривать СПК-2 в составе неогеновых палинофлор. От эталонных позднемиоценовых СПК он отличается преобладанием покрытосеменных, обилием пыльцы буков, а среди голосеменных – представителей семейства *Taxodiaceae* (в спектрах позднего миоцена преобладают сосновые и прежде всего – темнохвойные компоненты этого семейства). В наибольшей степени он обнаруживает сходство со спектрами подбазальтовых отложений в Сандуганской мульде, а также с ранне-среднемиоценовыми СПК Раковской депрессии и тефроидной толщи Павловской впадины [14].

По имеющимся у нас на сегодня данным, – это наиболее вероятный вариант возрастной интерпретации спорово-пыльцевых спектров толщи 3. И все же отсутствие в составе слагающих ее пород тефрогенной компоненты, столь характерной для нижне-среднемиоценовых разрезов соседних Павловской, Воздвиженской, Пушкинской впадин, где результаты спорово-пыльцевого анализа контролируются радиоизотопными датировками [14], настораживает. Поэтому нельзя полностью исключить возможность иного возрастного положения толщи 3. Она может соответствовать какой-то части верхнего олигоцена, пока нам совершенно не известного. В этой связи отметим, что возраст надеждинской свиты продолжает рассматриваться как позднеолигоценовый [16], скорее, в силу инерции мышления стратиграфов. Полу-

ченные из нее палинокомплексы и макрофлора имеют четко выраженный эоценовый облик [2, 8, 10, 13].

Одновозрастность галечниковой толщи по скв. 610 и разреза по скв. 620 подтверждается, помимо палинологических данных, результатами изучения листовой флоры из кернов указанных скважин (заключения Р.С. Климовой). Из прослоя алевролита (скв. 610, гл. 89 м) определены следующие растения: *Fagus cf. antipovii* Heer – 1, *Castanea cf. miomollissima* Hu et Chaney – 1, *Ostrya cf. oregoniana* Chaney – 1, *Pterocarya asymmetrosa* Konno – 1, *P. kamshatica* (Krysh.) Cheleb. – 1, *Populus* sp. – 1.

Из кернов скв. 620 определены: *Pinus cf. miocenica* Tanai – 3, Pinaceae gen. indet. – 1, *Magnolia cf. nipponica* Tanai – 1, *Celtis cf. nathorstii* Tanai et Onoe – 1, *Fagus cf. stuxbergii* (Nath.) Tanai – 2, *F. cf. oblongus* Suz. – 2, *Fagus* sp. – 1, *Quercus miocrispula* Huzioka – 1, *Q. cf. miovariabilis* Hu et Chaney – 2, *Alnus cf. usyuensis* Huzioka – 1, *A. cf. tiulinae* Iljinskaja et Pnevа – 1, *Betula palibinii* Akhmet. – 1, *Betula* sp. – 1, *Clethra* sp. – 1, *Acer akagawaensis* K.Suzuki. – 5.

Наиболее вероятный возраст данных флористических комплексов, по мнению Р.С. Климовой, отвечает среднему миоцену. К этому выводу, как и к приведенному списку растений по скв. 620, необходимо сделать некоторые замечания. *Acer akagawaensis* – вид, установленный К. Suzuki в позднемиоценовой флоре Tennoji [17], – отвергнут Т. Tanai, а типовой образец переведен в *Liquidambar miosinica* Hu et Chaney [18]. Не имея изображения отпечатков «*A. akagawaensis*» из керна скв. 620, трудно судить о степени обоснованности сходства их с типом вида.

Fagus antipovii (скв. 610), если определение выполнено верно, не переходит во флорах Дальнего Востока России рубеж ранний/средний миоцен [7]. Однако некоторые прежние находки этого вида в Приморье после ревизии переведены в *Fagus evenensis* Cheleb., верхняя возрастная граница распространения которого достигает рубежа средний/поздний миоцен. Высказанные замечания не меняют существа выводов Р.С. Климовой; они лишь дают нам основание оценивать возраст указанных комплексов флоры, как и вмещающих их пород толщи 3, в более широких пределах (ранний – средний миоцен).

Таким образом, палеоботанические данные свидетельствуют о наличии стратиграфического перерыва между толщами 2 и 3, охватывающего по времени большую часть олигоцена. В разрезах Ивановской депрессии не установлены аналоги флорнозной туфодиатомитовой толщи Реттиховской депрессии. На наличие стратиграфического перерыва между галечниковой и угленосной толщами и довольно глубокого размыва последней указывают ее сокращенные мощности на ряде участков. Так, в скв. 607 мощность угленосной толщи составила всего

53 м; ниже залегают однообразные коричнево-серые алевролиты толщи 1, сопоставляемой нами с надеждинской свитой.

В восточной части Ивановской депрессии разрезы существенно отличаются от рассмотренных выше (рис. 2). В частности, возрастные аналоги толщи 3 здесь отсутствуют: базальты и парагенетически связанные с ними "межбазальтовые" осадочные породы ложатся непосредственно на нерасчлененные отложения палеогенового возраста. Последние не содержат угольных пластов и представляют собой ритмичное чередование алевролитов, песчаников и галечников. В верхней части разрезов породы заметно выветрелые; цвет их здесь белесый, в отдельных прослоях охристый, лимонно-желтый; содержание каолинита в глинистой фракции достигает 80–90%. В северной части восточного сектора роль алевролитов в палеогеновой части разреза все еще остается высокой (скв. 628, 629), но южнее доминируют галечники (скв. 611, 612, 625). Их суммарная мощность превышает 280 м. Угленосная толща 2 в ее типовом виде здесь также не установлена. Вместе с тем, мы не исключаем того, что какая-то верхняя часть нерасчлененных палеогеновых отложений одновозрастна угленосной толще 2 и замещает ее по латерали. Более определенное решение проблемы соотношения нерасчлененных палеогеновых отложений с алевролитовой и угленосной толщами пока не возможно из-за сходства полученных из них палинологических комплексов. Кстати, с аналогичной проблемой своеобразной нивелировки состава пыльцевых спектров мы столкнулись и при изучении палинологических материалов по типовым разрезам надеждинской и устьдавыдовской свит на п-ове Речной [13].

На палеогеновый возраст подбазальтовых отложений восточного сектора депрессии указывают данные спорово-пыльцевого анализа. Так, из алевролитовой пачки неполной мощностью 160 м (скв. 629) получен палинокомплекс, включающий пыльцу жестколистных вечнозеленых дубов: *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta* и формальных родов *Pseudoplicapollis*, *Rhoipites*, *Verrutricolpites*, относящихся к типичным коррелятивным таксонам палеогена.

Полученные данные позволяют нам выполнить, хотя бы в самых общих чертах, некоторые палеогеографические реконструкции. В палеогене обломочный материал поступал в депрессию преимущественно с востока – юго-востока. В направлении центра впадины грубообломочные аллювиальные отложения сменялись более тонкими аллювиально-озерными и озерными осадками; в западном секторе преобладали фации болот. В раннем – среднем миоцене депрессия дренировалась речной системой, с деятельностью которой связано формирование толщи хорошо промытого аллювия преимущественно галечного

состава (толща 3, скв. 610), прослеживающейся от села Николаевка (скв. 634) на север – северо-запад. Вероятно, это была другая, отличная от палеогеновой, речная система, совпадавшая по направлению в общих чертах с современной Илстой, но сток она имела в направлении Осиновско-Даниловской группы мульд, где преимущественное развитие получили озерные, озерно-болотные фации (скв. 620 и др.).

Восточная часть Ивановской депрессии в миоцене оказалась вне зоны активного осадконакопления и подверглась эрозионному расчленению. Здесь широкое развитие получили процессы каолинитового выветривания в условиях теплого влажного климата раннего – среднего миоцена. Кровля палеогеновых отложений на этом участке имеет абсолютные отметки +100 м, в то время как в центральной и западной частях они составляют -10–20 м. Разумеется, в эти цифры нужно внести поправку на то, что какая-то часть палеогеновых отложений на западе впадины, как уже отмечалось, подверглась размыву.

Выше, при характеристике общей геологической ситуации в Ивановской депрессии отмечалось, что на большей ее части развиты платобазальты, завершающие разрез третичных отложений. На изданной геологической карте Приморья [11] указанные базальты отнесены к плиоценовой шуфанской свите. Мы полностью разделяем эту точку зрения с той лишь поправкой, что возраст шуфанского лавового комплекса, по нашим данным, отвечает более широкому временному интервалу: от позднего миоцена до раннего плейстоцена включительно. Необходимо отметить, что определение нижней возрастной границы базальтового покрова в Ивановской депрессии затруднено отсутствием здесь достоверных аналогов верхнемиоценовых устьсуйфунских галечников. Возможно, им синхронна самая верхняя часть толщи 3, возраст которой мы оцениваем в пределах раннего – среднего миоцена, хотя состав галек в ней иной. Здесь нет кремнистых пород, доминирующих в петрографическом спектре галечников всех типовых разрезов устьсуйфунской свиты. Кроме того, в толще 3 не установлены прослои кислых туфов, столь характерных для устьсуйфунской свиты в ее типовой местности.

В Ивановской депрессии, как и в Пушкинской впадине (басс. р. Раздольной, типовой район шуфанской свиты), в нижних частях базальтового покрова развиты маломощные пачки осадочных пород, фиксирующие перерывы в формировании лавового плато. По ним имеются достаточно представительные палинологические данные, подтверждающие изложенную выше нашу точку зрения на возраст платобазальтов. Полученные спорово-пыльцевые спектры объединены в СПК-3. Для него характерно устойчивое преобладание в спектрах пыльцы голосеменных

над покрытосеменными при малом количестве спор. В группе голосеменных отчетливо доминируют основные с обилием пыльцы темнохвойных пород (*Tsuga* spp. – до 20.5%, *Abies* – до 4.9%, *Picea* – до 20.4%) при подчиненной роли таксодиевых, хотя в отдельных единичных пробах роль последних довольно высока (до 21%). В целом спектры "межбазальтовых" осадочных пород близки типовым спектрам устьсуйфунской свиты, отличаясь от них в среднем несколько более высоким содержанием пыльцы бука. Более детально эта часть общего разреза, включая анализ ископаемой флоры, охарактеризована нами в предыдущей публикации, посвященной вопросам стратиграфии кайнозоя указанного района [15].

В палеогеографическом плане образование лавово-осадочного комплекса связывается нами с явлением блокирования речных русел базальтовыми перемычками, игравшими роль своеобразных плотин. Как следствие, возникали подпрудные озерные водоемы, существовавшие относительно недолго и оставившие после себя маломощные пачки тонкообломочных песчано-глинистых пород. В результате эрозионного пропиливания перемычек происходил спуск озер, а осушенные понижения заполнялись новыми порциями базальтовой лавы.

Что касается верхней возрастной границы формирования базальтов, то эта проблема продолжает оставаться дискуссионной. Ее решение затруднено в частности тем, что аллювий современных рек, расчленяющих вулканическое плато, грубообломочный, гравийно-галечный. В нем не обнаружены перспективные для спорово-пыльцевого анализа интервалы, которые могли бы дать материал для суждения о времени начала расчленения плато. Можно лишь предполагать, основываясь на общих для Приморья данных о времени заложения современной речной сети [9], что завершение базальтового вулканизма приходится на начало четвертичного периода.

Более конкретные данные получены для северной окраины Шуфанского плато (правобережье р. Раздольной), где базальты ложатся на галечники суйфунской свиты, возраст которой по современным представлениям отвечает концу плиоцена – эоплейстоцену. Сами базальты в указанном районе имеют прямую остаточную намагниченность (данные А.П. Сокарева по нашим образцам), но для того, чтобы распространить полученные результаты на район Шкотовского плато, необходимы дополнительные палеомагнитные исследования базальтов.

Четвертичный комплекс в пределах Ивановской депрессии представлен грубообломочным гравийно-галечным аллювием в долинах рек и щебнистыми суглинками на прилегающих склонах. В разрезе аллювия прослеживается один седиментационный ритм, включающий русловые галечники и поймен-

| Общая стратиграфическая шкала | | | Региональные стратиграфические подразделения * | Местные стратиграфические разрезы | | |
|--|--------------------------------------|----------|--|--|-----------------|--|
| система | отдел | подотдел | свита, толща | Ивановская депрессия | | |
| | | | | Западный и центральный районы | Восточный район | |
| Q | | | | Аллювиальные галечники, пески, суглинки склонового ряда 15 м | | |
| Н Е О Г О Ц Е Н | П Л И О Ц Е Н | | шурфанская | Базальты, "межбазальтовые" глины, пески, суглинки склонового ряда. СПК-3 (Г>П>>С)** : в группе "Г" - преобладает темнохвойное сем. Pinaceae, при подчиненной роли Taxodiaceae; в группе "П" - <i>Betula, Alnus, Fagus, Ulmus</i> ; в группе "С" - Polypodiaceae. 40-110 м | | |
| | | | усть-суйфунская | Галечники, алевролиты, аргиллиты СПК-2 (П>>Г>С): в группе "Г" преобладает Taxodiaceae; в группе "П" - <i>Fagus, Ulmus, Juglans</i> ; в группе "С" - Polypodiaceae. Флора: <i>Pinus miocenica, Magnolia nipponica, Fagus antipovii, F. stuxbergii, Castanea miomillissima, Quercus miovariabilis, Alnus usyuensis, Betula palibinii.</i> 75 м | | |
| | | | тефроидная | | | |
| Н Е О Л И Г О Ц Е Н | О Л И Г О Ц Е Н | | | Нерасчлененные отложения. Галечники, песчаники, алевролиты, выветрелые, ожелезненные в верхней части. СПК-1. | | |
| | | | усть-давидовская | | | Угленосная толща. Алевролиты, галечники, угли. СПК-1 (П≥Г>С): в группе "Г" преобладает Taxodiaceae, <i>Pinus s/g Haploxyton</i> ; в группе "П" - <i>Fagus, Ulmus</i> ; в группе "С" - Polypodiaceae. Ед. присутствуют <i>Araucaria, Dacrydium, Quercus conferta, Q. graciliformis, Q. gracilis, Quercites sparsus.</i> 290 м |
| | | | надеждинская | | | Алевролитовая толща. Алевролиты, песчаники, галечники. СПК-1 >110 м |
| П А Л Е О Ц Е Н | Э О Ц Е Н | | | >300 м | | |

Рис. 3. Стратиграфическая схема кайнозойских отложений Ивановской депрессии.

* – авторский вариант, ** – группы растений: Г - голосеменные; П - покрытосеменные; С - споровые.

ные суглинки и супеси. Общая мощность ритма не превышает 15 м, из них большая часть (12 м) приходится на осадки русловой фации. В составе обломков доминируют базальты и риодациты. К зоне перехода от галечников русловой фации к пойменным суглинкам приурочены линзы тонкообломочных осадков старичной фации, насыщенных растительным детри-

том, обломками древесины. По ним получены палинологические данные, а также радиоуглеродные датировки, отвечающие позднему плейстоцену – голоцену. Террасовая лестница не выражена: всего насчитывается 2-3 пойменные террасы и одна низкая надпойменная (не более 4 м над меженным уровнем в реках). На пойменных террасах изредка отмечаются

маломощные (около 1 м) торфяники, не имеющие сколько-нибудь широкого площадного распространения. Мощность склоновых суглинков не превышает 5 м. Столь маломощный и просто устроенный четвертичный чехол служит косвенным подтверждением молодости подстилающих базальтов.

Изложенные материалы по палеоген – неогеновой составляющей кайнозойских разрезов дают нам основание говорить о большом сходстве в геологическом строении Ивановской, Раковской и Пушкинской депрессий, что предопределяет целесообразность помещения их в одну структурно-формационную зону. Палеогеновая часть разрезов имеет много общих черт с разрезами Артемо-Тавричанской и Майхинской впадин (зона Б-IV) [16], но существенно отличается по мощности, набору литофаций и угленасыщенности от разрезов впадин Павловской группы. В Решениях...[16] территория, занятая Ивановской депрессией, включена в структурно-формационную зону А-IV (Ханкайский массив). В свете вышесказанного, представляется более целесообразным разделить зону А-IV на две подзоны: 1) А-IVа (Пушкинская, Раковская, Ивановская депрессии) и 2) А-IVб (Павловская, Ретиховская впадины). В качестве своеобразного итогового документа нами предлагается авторский вариант стратиграфической схемы палеоген-неогеновых образований Ивановской депрессии (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н., Ясаманов Н.А. Климаты раннего кайнозоя юго-запада Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 181–190.
2. Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внутропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 275).
3. Бойцова Е.П. Ископаемая пыльца рода *Quercus* и ее значение для расчленения палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности и Западного Казахстана // К методике палеопалинологических исследований. Л.: Недра, 1966. С. 236–246.
4. Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 148 с.
5. Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1973. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 74).
6. Ильинская И.А., Пнева Г.П. Новые данные о флоре Мамонтовой Горы // Ботан. журн. 1962. Т. 47, № 2. С. 161–174.
7. Ископаемые цветковые растения СССР. Л.: Наука, 1982. Т. 2. 216 с.
8. Климова Р.С. О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сб. ПГУ (г. Владивосток). 1971. № 7. С. 38–40.
9. Короткий А.М., Павлюткин Б.И. Плиоцен-четвертичная граница в зоне перехода от материка к океану (юг Дальнего Востока) // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 85–100.
10. Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего востока. Хабаровск, 1990. С. 279–280.
11. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Препр. Ч.1. Стратиграфия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 66 с.
12. Основы палеонтологии. Т. 15: Голосеменные и покрытосеменные. М.: Госнаучтехиздат, 1963. 743 с.
13. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 42–50.
14. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива // Там же. 1994. № 2. С. 18–29.
15. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Царько Е.И. Третичная сандуганская свита Приморья: проблемы возраста и корреляции. // Там же. 1999. Т. 18, № 5. С. 69–79.
16. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск, 1995. 124 с.
17. Suzuki K. On the Flora of the Upper Miocene Tennoji Formation in Fukushima Basin, Japan, and its paleontological aspect. Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1959. N 9. 47 p.
18. Tanai T. Revisions of Tertiary *Acer* from East Asia // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1983. V. 20, N 4. P. 291–390.

Поступила в редакцию 24 февраля 1999 г.

Рекомендована к печати А.П. Сорокиным

B.I.Pavlyutkin, and T.I.Petrenko

Stratigraphy of Cenozoic deposits of the Ivanovsky Basin, South Primorye

On the basis of new data, a scheme of division of Paleogene-Neogene volcanogenic-sedimentary deposits has been first suggested for the Ivanovsky basin, a Cenozoic tectonic structure, which is located in the southern margin of the Khanka massif. The distinguished stratigraphic units are described in terms of their lithological and paleobotanic composition and correlated with adjacent Cenozoic basins. The basin under consideration is placed in earlier adopted scheme of structural and formational zonation of South Primorye for the Paleogene-Neogene.

КАМПАН-МААСТРИХТСКИЕ РАДИОЛЯРИИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Т.Н. Палечек

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Приводится сравнительная характеристика кампан-маастрихтских радиоляриевых комплексов районов Северо-Востока России – Корякского нагорья, Олюторского п-ова, Камчатского перешейка, Западной и Восточной Камчатки. Рассматриваются таксономический состав, морфология раковин радиолярий, обилие и процентное содержание морфотипов радиолярий в ориктоценозах. Проведена корреляция изученных радиоляриевых комплексов с подразделениями схемы расчленения меловых вулканогенно-кремнистых отложений для Берингоморского региона и зональными шкалами сопредельных территорий. Сделаны некоторые выводы об условиях формирования позднемеловых осадочно-вулканогенных толщ Северо-Востока России.

Ключевые слова: радиолярии, кампан, маастрихт, Корякское нагорье, Камчатка.

В Берингоморском регионе широко развиты кремнисто-терригенно-вулканогенные комплексы, строение и возраст которых до настоящего времени остаются дискуссионными. Это связано с сильной дислоцированностью образований, сложными тектоническими взаимоотношениями, значительной фациальной изменчивостью, отсутствием определенной макрофауны и известкового планктона. Одним из ведущих методов в биостратиграфии вулканогенно-кремнистых отложений является радиоляриевый анализ, которому посвящена эта работа.

Автором были изучены образцы радиолярий-содержащих кремнистых и терригенных пород из различных структурно-фациальных зон Корякско-Камчатского региона. В объекты исследования были включены следующие районы: фронтальная часть Олюторской зоны (три участка – северный, район бухты Анастасии; северо-западный, район верховой рек Ильпи и Матыскен и юго-западный, район верхнего течения реки Тапельваям), восточная часть Олюторской зоны (мыс Витгенштейна), южная часть – район Олюторского полуострова, Камчатский перешеек, Западная Камчатка (Паланский разрез), Восточная Камчатка (район Валагинского хребта, бассейн р. Ипуин) (рис. 1).

КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Изученные кампан-маастрихтские радиоляриевые ассоциации из вулканогенно-кремнистых отложений разных участков Олюторской зоны, а также Камчатского перешейка в целом похожи по своему таксономическому составу и хорошо коррелируются между собой. Рассмотренные кампан-маастрихтские комплексы радиолярий Корякского нагорья по на-

личию характерных индекс-видов сопоставимы с *Amphipyndax enesseffi* – *Clathrocyclas dicerus* комплексами Олюторского региона [5]. Из типичного состава видов Корякского нагорья – 9 встречаются в кампан-маастрихтских отложениях Найбинского разреза (Зап. Сахалин) [9].



Рис. 1. Местонахождение изученных кампан-маастрихтских радиоляриевых ассоциаций.

1 – побережье бухты Анастасии, 2 – бассейн рек Ильпи и Матыскен, 3 – бассейн р. Тапельваям, 4 – мыс Витгенштейна, 5 – Олюторский п-ов (к северу от лагуны Кавача), 6 – бассейн р. Тклеваям, приток р. Левая Лесная, 7 – междуречье от устья р. Паланы до устья р. Анадырки, 8 – северная часть Валагинского хр. (бассейн р. Ипуин).

Комплексы радиолярий характеризуются невысоким таксономическим разнообразием и небольшой численностью. Количество видов радиолярий в наиболее представительных пробах составляет 10–13 (р-н бухты Анастасии), около 8 (р-н рек Ильпи и Матыскен), 5–6 (р-н р. Тапельвааям), 7 (р-н мыса Витгенштейна), 15 (Камчатский перешеек), а максимальное число экземпляров оценивается первыми десятками. В изученных ассоциациях чаще всего доминируют представители отряда Nassellaria. В р-не бухты Анастасии спумеллярии составляют 35–40% в пробе (соответственно, населлярии – 60–65%), в р-не бассейнов рек Ильпи и Матыскен населлярии составляют 55–70%, в р-не бассейна р. Тапельвааям соотношение Spum.: Nas. может достигать 1:1. В изученных ассоциациях радиолярий калифорнийские виды составляют 80–90% от общего числа встреченных видов.

Наиболее типичный и часто встречаемый таксономический состав: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Praestyllosphaera pusilla* (Campbell et Clark), *P. hastata* (Camp. et Cl.), *Stichomitra livermorensis* (Camp. et Cl.), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Cornutella californica* Camp. et Cl., *Archaeodictyomitra regina* (Camp. et Cl.), *Dictyomitra andersoni* (Camp. et Cl.), *D. densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, *Clathrocyclus hyronia* Foreman, *C. tintinnaeformis* Camp. et Cl., а также единичные экземпляры: *Lithomespilus mendosa* (Krashennikov), *Spongodiscus impressus* Lipman, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Xitus asymbatos* (Foreman), *Theocampe altamontensis* (Camp. et Cl.) (табл. 1).

Большинство видов имеют небольшие размеры, компактную форму, а разнообразные отростки и тонкие длинные иглы развиты слабо. Для большинства форм характерно наличие частично губчатого скелета при преобладании мелкопористого.

Таксономический состав радиолярий р-на бухты Анастасии (северная часть Олюторской зоны) и р-на рек Ильпи и Матыскен (северо-западная) практически одинаков [19, 20]. Ранее Л.И. Казинцовой [7] из кремнистых пород бассейна р. Ильпи был выделен ильпинский (кампан - возможно, низы маастрихта) радиоляриевый комплекс. По таксономическому составу (Л.И. Казинцовой объединено около 17 местонахождений комплекса) он несколько богаче и разнообразнее, чем в материалах, полученных автором. Отчасти это можно объяснить сохранностью полученных радиоляриевых комплексов, т.к. наши образцы были отобраны непосредственно из зоны надвига. Но есть и отличия: в наших ассоциациях не встречено трехкамерных населлярий типа *Tricolocapsa*, *Hemicryptocapsa*, *Theocapsomma*, столь характерных для ильпинского комплекса; присутствуют только многосегментные циртиды: *Dictyomitra densicostata*, *D. multicostata*, которые доминиру-

ют. Из спумеллярий в наших комплексах встречены представители семейств Phaseliformidae, Orbiculi-formidae и Actinommidae. В то же время, в комплексе, описанном Л.И. Казинцовой, отмечено обилие многоосферных представителей подотряда Sphaeroidea: семейств Liosphaeridae, Stylosphaeridae, Staurosphaeridae, Conosphaeridae. Таким образом, изученные нами ассоциации радиолярий ближе к поздневатинскому радиоляриевому комплексу, чем к ильпинскому.

Сравнивая радиолярии р-на р. Тапельвааям (юго-западная часть Олюторской зоны) и более северных районов, при похожем таксономическом составе мы наблюдаем постепенное увеличение доли псевдоаулофакоидных и дискоидных форм (суммарно до 50%) в комплексе (табл. 2). Близкий комплекс радиолярий известен в р-не г. Сейнав [28]. Изученные ассоциации радиолярий сопоставимы с поздневатинским и раннеинетываемским комплексами Беринговоморского региона [5].

В восточной части Олюторской зоны (р-н м. Витгенштейна) таксономический состав радиолярий менее разнообразен. Здесь встречены по 1–2 вида представителей следующих родов: *Phaseliforma*, *Spongodiscus*, *Lithomespilus*, *Stichomitra*, *Amphipyndax*, *Theocampe*, *Clathrocyclus* [4]. Спумеллярии составляют 12–28% в пробе (соответственно населлярии – 72–88%). Сходный, но более богатый комплекс позднекампан-маастрихтских радиолярий был выделен В.С. Вишневецкой [6] немного севернее, в районе лаг. Аят. Здесь помимо вышеуказанных родов были также встречены: *Spongosaturnalis parvulus* Campbell et Clark, *Stauroidictya fresnoensis* Foreman, *Crucella* cf. *espartoensis* Pessagno, *Neosciadiocapsa diabloensis* Pessagno, *Sciadiocapsa ? petasus* Foreman, *Cornutella californica* var. *brevis* Campbell et Clark, *Bathropyramis* cf. *sanjoaquinensis* Campbell et Clark.

Олюторский полуостров

Рассматривается изученный кампан-раннемаастрихтский радиоляриевый комплекс, полученный из кремнисто-карбонатных линз (обр. 27/88) на Олюторском п-ве (к северу от лагуны Кавача) (табл. 3). Детальный подсчет форм показал, что в выявленной ассоциации спумеллярии составляют около 60%, а населлярии – 40%. По сравнению с вышеописанными ассоциациями в этом комплексе существенно увеличена доля дискоидных форм, которые составляют 2/3 от изученных спумеллярий, а также наблюдается большое количество многоосферных форм с хорошо развитыми иглами. Здесь появляются такие формы, как *Actinomma douglasi* Pessagno, *Haliomma minor* Campbell et Clark, *Kreuzstella vierkantiga* Empson-Morin, *Stylotrochus paciferum* Lipman. Для дискоидной ассоциации характерно преобладание губчатых

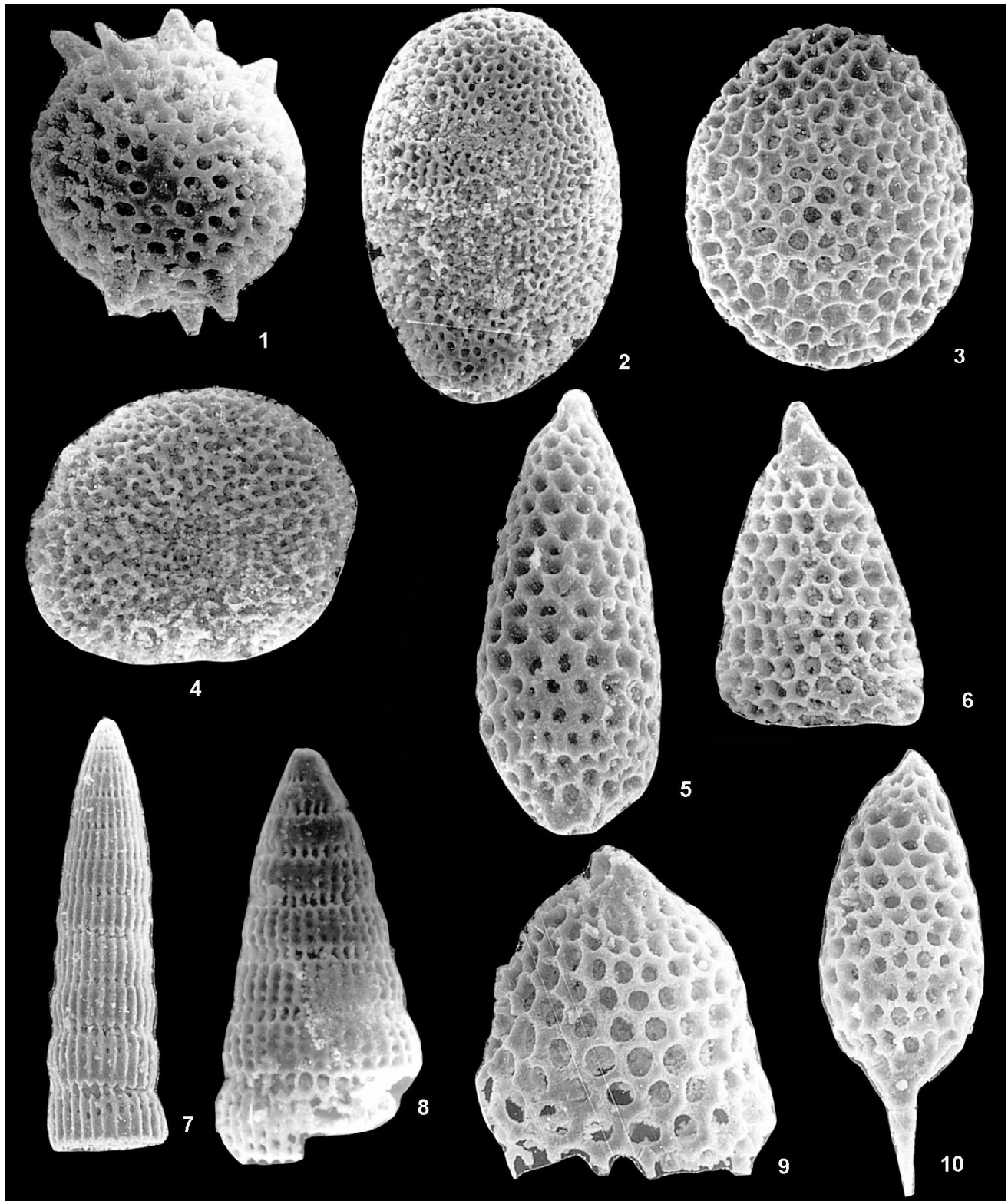


Таблица 1. Радиоларии Корякского нагорья (бассейн р. Матыскен).

1 – *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov), G26, $\times 300$; 2 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, G26, $\times 200$; 3 – Actinommiidae Gen. et sp. indet., G26, $\times 200$; 4 – *Orbiculiforma* sp., A3/v, $\times 300$; 5 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), G26, $\times 300$; 6 – *Amphipyndax streckta* (Empson-Morin), G26, $\times 200$; 7 – *Dictyomitra andersoni* (Campbell et Clark), G26, $\times 200$; 8 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, G26, $\times 200$; 9 – *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, G26, $\times 300$; 10 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), G26, $\times 300$.

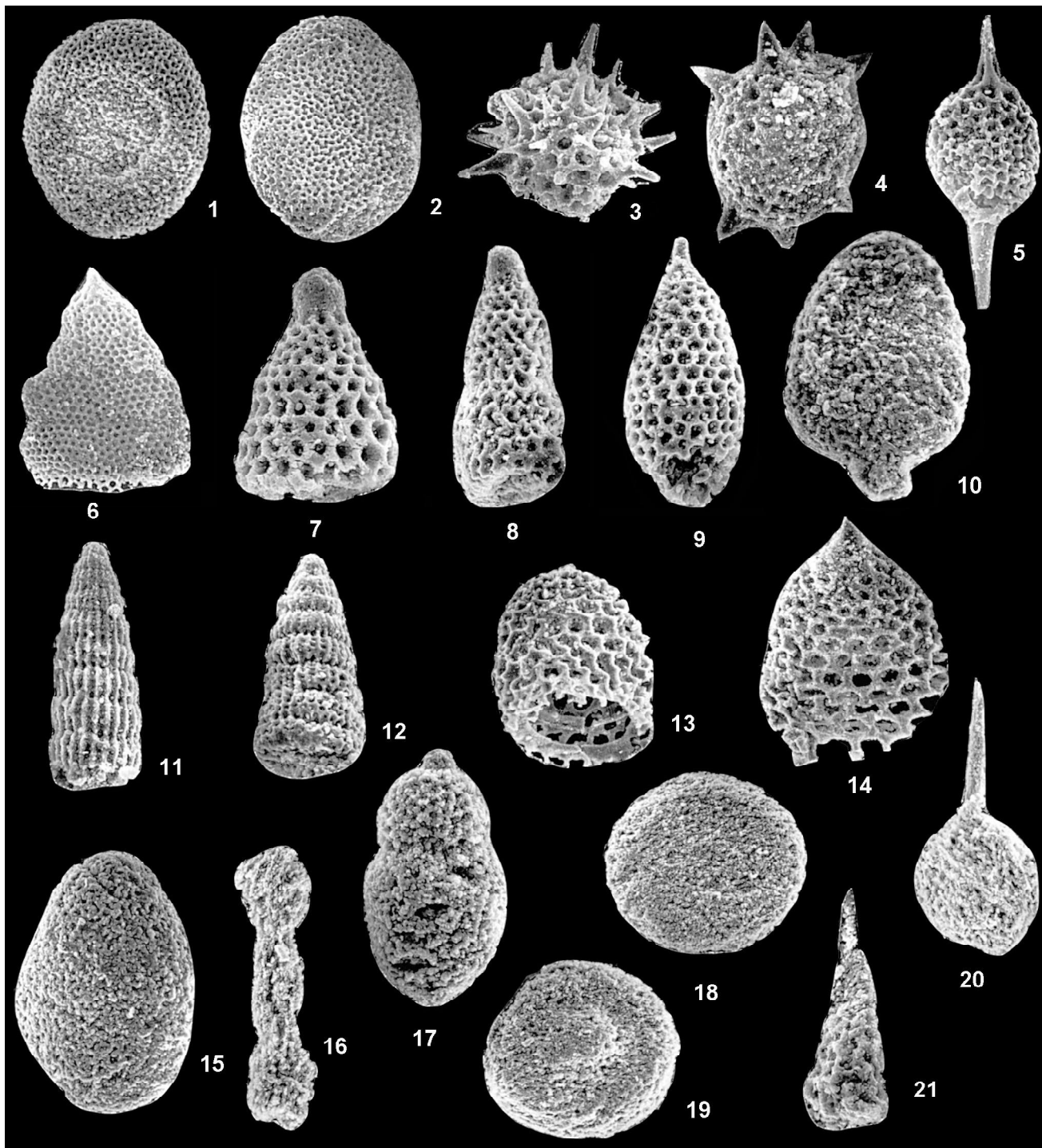


Таблица 2. Радиоларии Камчатского перешейка (бассейн р.Тклеваям) и Корякского нагорья (бассейн р.Тапельваям).

1–14 – радиоларии бассейна р. Тклеваям, притока р. Левая Лесная; 15–21 – радиоларии бассейна р. Тапельваям.

1 – 1608/a, $\times 100$; 2 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 1608/a, $\times 100$; 3 – *Actinommidae* Gen. et sp. indet., 1608/a, $\times 150$; 4 – *Lithomespilus* cf. *mendosa* (Krashennnikov), 1608/a, $\times 150$; 5 – *Praestylosphaera* cf. *hastata* (Campbell et Clark), 1608/a, $\times 110$; 6 – *Eucyrtidium* cf. *carnegiense* Campbell et Clark, 1608/a, $\times 100$; 7 – *Amphipyndax* sp., 1608/a, $\times 300$; 8 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 1608/a, $\times 150$; 9 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), 1608/a, $\times 150$; 10 – *Stichomitra* sp. S. cf. *shirshovica* Vishnevskaya, 620/3, $\times 100$; 11 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, 1608/a, $\times 120$; 12 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, 1608/a, $\times 120$; 13 – *Clathrocyclas* sp., 1608/a, $\times 100$; 14 – *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, 1608/a, $\times 120$; 15 – *Phaseliforma* cf. *carinata* Pessagno, 3T, $\times 100$; 16 – *Amphibrachium* sp., 18T, $\times 100$; 17 – *Tricolocapsa* cf. *granti* Campbell et Clark, 3T, $\times 150$; 18 – *Orbiculiforma* sp., 18T, $\times 100$; 19 – *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* (White), 18T, $\times 100$; 20 – *Praestylosphaera* ? sp., 18T, $\times 70$; 21 – *Cornutella* sp., 3T, $\times 200$.

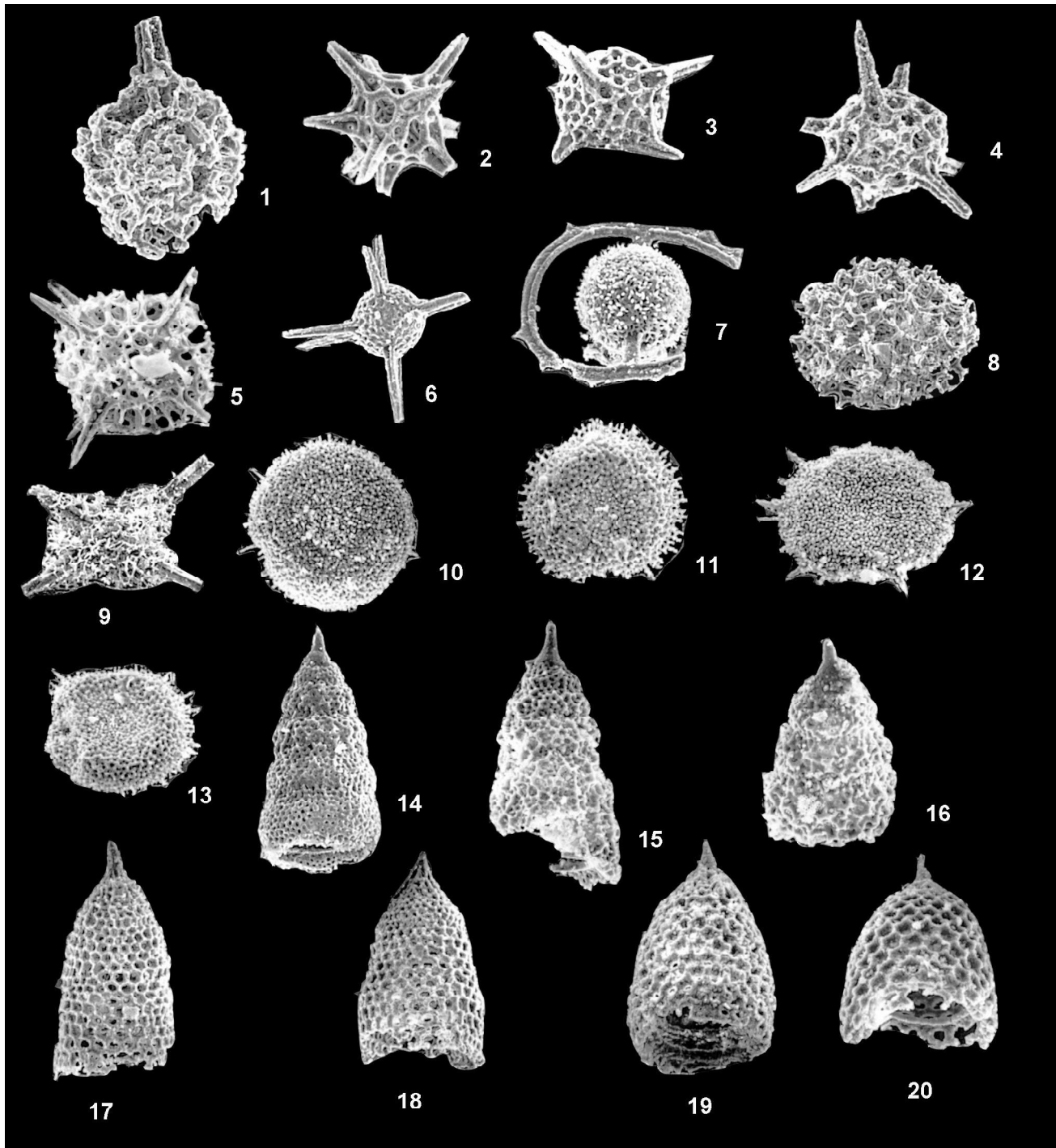


Таблица 3. Радиоларии Олюторского полуострова (обр.27/88).

1 – *Cromyosphaera* cf. *vivenkensis* Lipman, $\times 110$; 2 – *Actinomma* sp., $\times 100$; 3 – *Actinomma douglasi* Pessagno, $\times 100$; 4, 5 – *Actinomma* sp., 4 – $\times 100$, 5 – $\times 110$; 6 – *Haliomma* sp., $\times 100$; 7 – *Spongosaturnalis spiniferus* Campbell et Clark, $\times 120$; 8 – *Peritiviator* sp., $\times 100$; 9 – *Crucella* sp., $\times 55$; 10 – *Spongodiscus* sp., $\times 100$; 11 – *Stylotrochus* aff. *nativus* Lipman, $\times 100$; 12, 13 – *Stylotrochus* sp., $\times 100$; 14 – *Xitus asymbatos* (Foreman), $\times 100$; 15 – *Xitus* sp. B. Iwata et Tajika, $\times 100$; 16 – *Xitus* sp., $\times 100$; 17–20 – *Clathrocyclas tintinnaeformis* Campbell et Clark, $\times 100$.

стенок у скелетов (*Spongodiscus*, *Stylotrochus*). По морфологии скелета *Phaseliforma carinata* Pess. очень близка к индивидуумам, описанным Е. Пессаньо из скв. 275 DSDP из высокоширотной области южного полушария Тихого океана [31]. В изученном материале присутствуют три разновидности рода *Xitus*. Характерной особенностью этих экземпляров является наличие кситоидной структуры, постепенно переходящей в губчатую, что вероятно свидетельствует об умеренной температуре палеобассейна. В комплексе также установлено присутствие *Spongosaturnalis spiniferus* Camp. et Cl., областью обитания которого были преимущественно умеренные и высокие широты [2]. Калифорнийские виды в изученной ассоциации составляют около 60%, сибирские – 30%.

Менее разнообразный комплекс позднекампан-маастрихтских радиолярий был выделен из яшмы, отобранной на склоне г. Скалистая [6], где были определены: *Amphipyndax enesseffi* Foreman, *A. stocki* var. *S. Vishnevskaya*, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Clathrocyclus* sp.

Камчатский перешеек

Рассматривается кампан-маастрихтская ассоциация радиолярий (обр.1608/а, 620/3), изученная в р-не бассейна р.Тклевая, притока р. Левая Лесная (табл. 2). Количественный состав радиолярий в наиболее представительной пробе при удовлетворительной сохранности увеличивается до 15–16 видов. Соотношение Spum.: Nas. может достигать 1:1. Здесь встречаются, например, *Clathrocyclus hyronia* Foreman, *Cl. tintinnaeformis* Campbell et Clark, *Cl. gravis* Vishnevskaya, разнообразные представители мультициртоидных форм таких родов как *Dictyomitra* (*D. andersoni*, *D. densicostata*, *D. multicostata*), *Stichomitra* (*S. livermorensis*, *S. shirshovica*, *S. campii*) и некоторые другие, всего 14 родов. Из спумеллярий широко распространены представители следующих родов: *Phaseliforma*, *Orbiculiforma*, *Actinomma*, *Praestylosphaera*, *Lithomespilus*. Изученная ассоциация по видовому составу хорошо коррелируется с вышеописанными (табл. 1).

КАМЧАТКА

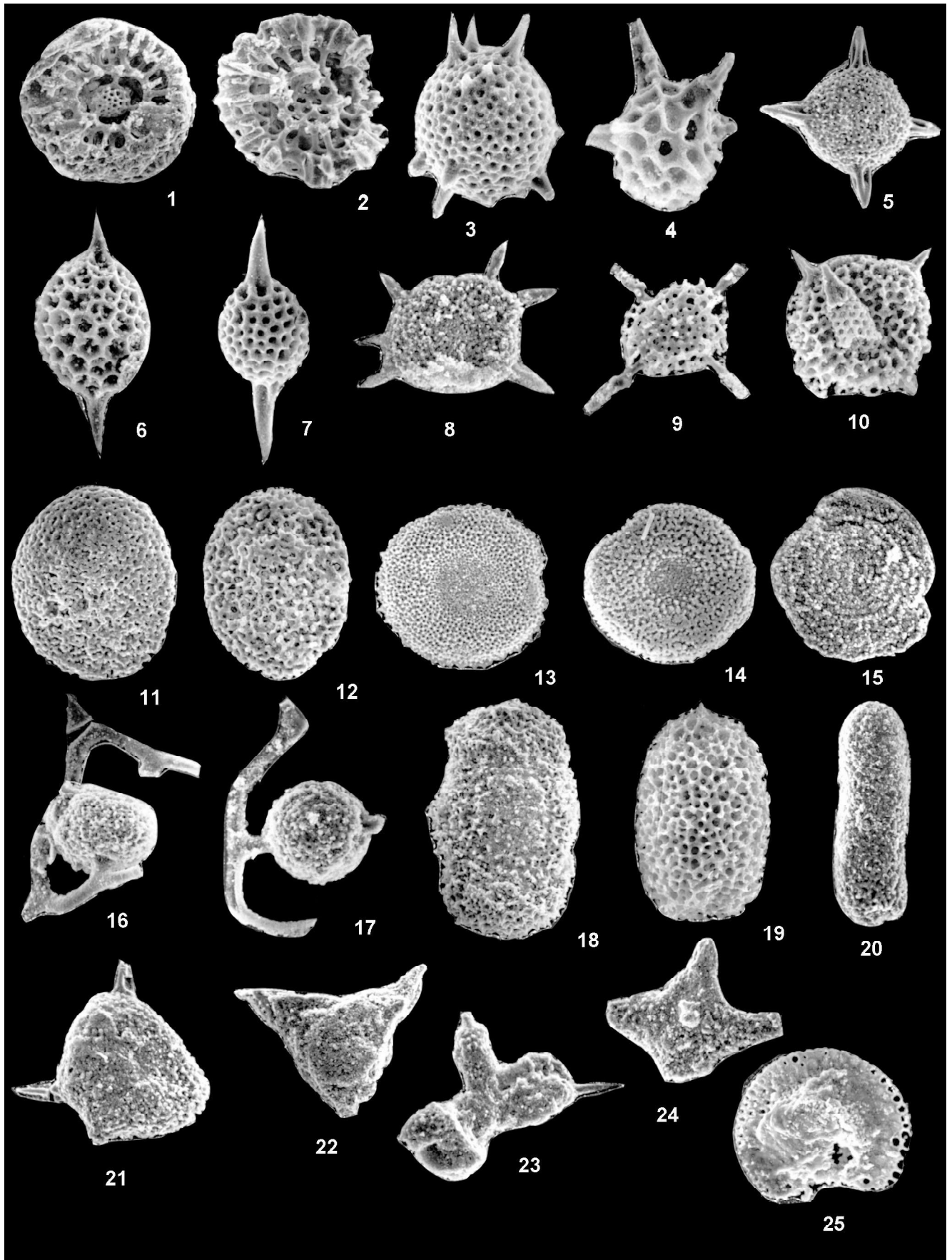
Большинство изученных комплексов радиолярий – хорошей сохранности, а таксономическое разнообразие и численность значительно выше, чем у разновозрастных ассоциаций Корякии. В наиболее представительных пробах на Западной Камчатке (Паланский разрез) количество видов радиолярий доходит до 31, относящихся к 25 родам, а на Восточной Камчатке (р-н Валагинского хребта) – до 14 видов, принадлежащих 12 родам. В то время как в Корякии в изученных ассоциациях резко доминируют представители отряда Nassellaria (до 70%) и такая же

картина наблюдается и на Восточной Камчатке – в среднем 75% населлярий в пробе, на Западной Камчатке (Паланский разрез) спумеллярии могут составлять до 50%. В Паланском разрезе появляется большое количество дискоидных форм сем. Orbiculiformidae, Spongodiscidae и др., а также трехсегментных населлярий. В северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) встречаются многочисленные мультициртоидные формы. Изученные позднекампан-маастрихтские комплексы радиолярий Камчатки по набору характерных видов сопоставимы с разновозрастными ассоциациями радиолярий Корякии. Общий родовой ряд наиболее распространенных позднекампан-маастрихтских радиолярий Корякии и Камчатки представлен (по частоте встречаемости): Nassellaria – *Amphipyndax*, *Stichomitra*, *Dictyomitra*, *Archaeodictyomitra*, *Clathrocyclus*, *Cornutella*, *Theocampe*, *Xitus* и Spumellaria – *Phaseliforma*, *Orbiculiforma*, *Praestylosphaera*, *Lithomespilus*.

Западная Камчатка

Рассматривается на примере изученного берегового разреза, описанного к северу от устья р. Паланы до устья р. Анадырки. Исследованный объект по результатам радиоляриевых анализов уникален по своей полноте и сохранности. Из отобранных 60 образцов на микрофаунистический анализ практически во всех пробах были выявлены радиолярии, причем в подавляющем большинстве – хорошей сохранности (табл. 4, 5), в то время как в Корякии (р-н бух. Анастасии) из 100 образцов только в 9 случаях удалось экстрагировать и определить радиолярии [14].

В позднекампан-маастрихтских ассоциациях радиолярий Паланского разреза выделен широкий спектр форм: из спумеллярий – это встречаемые практически во всех разрезах Корякии и Камчатки представители сем. Phaseliformidae, Orbiculiformidae, родов – *Praestylosphaera*, *Lithomespilus*; кроме этого, многосферные – *Cromyosphaera*, *Actinomma*; многочисленные Spongodiscidae – *Spongodiscus alveatus*, *S. impressus*, *Spongotrochus polygonatus* и др., и Spongiidae. Здесь встречаются и псевдоаулофакоидные формы типа *Pseudoaulophacus lenticulatus*. Из населлярий это различные амфипиндациды – *Amphipyndax stocki*, *A. Streckta*, *A. tylotus*, *A. pseudoconulus*; многочисленные циртиды: *Archaeodictyomitra*, *Dictyomitra*, *Stichomitra*; теокампыды – *Theocampe altamontensis*, *T. vanderhoofi*, *T. yaoi*; клатроциклиды – *Clathrocyclus hyronia*, *Cl. diceros*, *Cl. tintinnaeformis*. Отличительной особенностью изученных ассоциаций Паланского р-на является присутствие многочисленных трехсегментных населлярий – *Theocapsomma amphora*, *T. erdnussa*, *Hemicryptocapsa conara*, *Novodiacanthocapsa manifesta*, *Sciadiocapsa campbelli* и др. [15].



В морфологическом отношении в изученных ассоциациях присутствуют различные типы структур стенки раковины – мелко-среднепористая – до 70%, пористо-губчатая – 24%, псевдоаулофакоидная – 2%, кситоидная – около 4%, что, скорее всего, свидетельствует об относительной высокоширотности описываемых комплексов радиолярий. Этот вывод подтверждается исследованиями К. Эмпсон-Морин [24] кампанских радиолярий из различных точек земного шара. В своей работе она отмечает, что, например, род *Prunobrachium*, присутствующий в нашем материале, всегда указывает на высокие широты. Кроме этого, встречены формы рода *Neosciadiocapsa*, областью обитания которого, по данным М.Г. Петрушевой [16], были преимущественно высокие и умеренные широты.

Из определенных 62 видов радиолярий 23 – известны из позднеэоценовых отложений Калифорнии [21]; 12 – впервые описаны из верхней части формации Фобес (Forbes formation) позднего кампана Северной Калифорнии [32], среди них *Phaseliforma carinata* Pessagno, являющаяся индекс-видом подзоны низов позднего кампана Северной Калифорнии [32]; 8 – из позднемаастрихтских отложений Калифорнии [25], 2 – такие, как *Amphipyndax streckta* (Empson-Morin), *Theocapsomma erdnussa* (Empson-Morin), описаны из комплекса кампанских радиолярий скв. 313 DSDP, пробуренной в центральной части Тихого океана [22]; отдельные виды встречены в кампанских отложениях северо-восточной части о-ва Хоккайдо [27], например *Theocampe yaoi* Taketani. Большая часть видов характерна и для кампан-маастрихтских комплексов Олюторской зоны Корякии [5, 14]: так, встречено 8 видов, общих с инетываямским комплексом [8], отмечено 13 общих видов с кампан-маастрихтскими ассоциациями Западного Сахалина [9]. Некоторое сходство наблюдается с позднемиоценовыми – палеоценовыми радиоляриями Новой Зеландии [26]. В то же время, в Паланском разрезе встречено 7 видов (*Lithostrobos rostovzevi*, *Histiastrium latum*, *Amphibrachium spongiosum* и др.), описанных Р.Х. Липман из позднемиоценовых отложений Западно-Сибирской низменности [12], что, вероятно, свидетельствует о связи Палеокамчатского и Палеосибирского морей.

Восточная Камчатка

Таксономический состав кампанских радиоляриевых комплексов северной части Валагинского хребта (бассейн р. Ипуин) характеризуется присутствием широкого спектра мультициртоидных форм (до 62%), таких как *Archaeodictyomitra* (*A. squinaboli*, *A. regina*), *Dictyomitra* (*D. formosa*, *D. torquata*, *D. densicostata*, *D. multicostata*, *D. andersoni*), *Stichomitra* (*S. livermorensis*, *S. campii*), а также в количественном отношении большую долю (31%) составляют представители семейства Amphipyndacidae (табл. 6). В изученных ассоциациях калифорнийские виды составляют около 85%, 15% – виды космополиты. Здесь появляются необычного вида амфипиндаксы с однослойной стенкой, постепенно переходящей в кситоидоподобную. Вероятно, этот переход от индивидов с однослойной стенкой к индивидам с двухслойной стенкой отражает приспособляемость организма к разным условиям окружающей среды, что возможно могло иметь место при переходе из высоких широт в более умеренные [3]. Близкие по составу комплексы радиолярий были определены В.С. Вишневецкой из кремнистых разрезов, описанных в окрестностях г. Попутная [1].

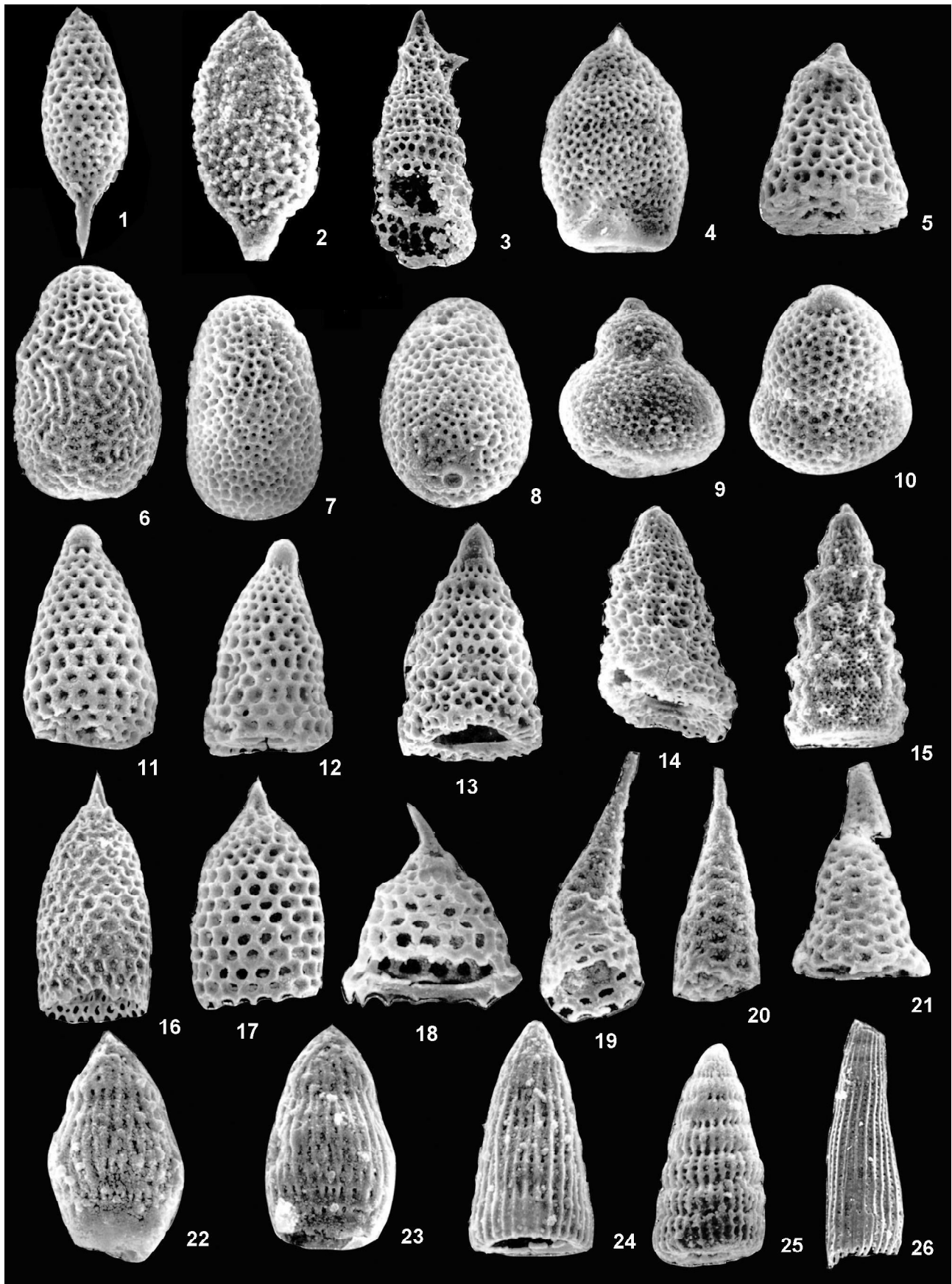
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Были изучены таксономический состав и численность кампан-маастрихтских ассоциаций радиолярий Корякско-Камчатского региона, коэффициент разнообразия и доминирования тех или иных морфологических групп, особенности строения стенки раковин, а также некоторые другие параметры.

Кампан-маастрихтские радиоляриевые ассоциации Корякского нагорья и Камчатки в целом близки по своему таксономическому составу, тем не менее, некоторые отличия все же наблюдаются. Например, основное отличие восточнокамчатских ассоциаций от одновозрастных западнокамчатских заключается в преобладании *Nassellaria* над *Spumellaria*, при практически полном отсутствии западносибирских видов. С севера (Корякия) на юг (Камчатка) наблюдается в корякских ассоциациях более бедный таксономический состав и меньшая численность эк-

Таблица 4. Радиолярии Западной Камчатки (береговой разрез от устья р. Паланы до устья р. Анадырки).

1–2 – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, 76/b, ×100; 3 – *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov), 9918/2, ×200; 4 – *Amphisphaera* cf. *goruna* (Sanfilippo et Riedel), 76/v, ×200; 5 – *Spongodiscus rhabdostylus* (Ehrenberg), 9918/2, ×100; 6 – *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, 76/a, ×200; 7 – *Praestylosphaera pusilla* (Campbell et Clark), 9918/2, ×120; 8 – *Spongotrochus polygonatus* (Campbell et Clark), 76/a, ×150; 9 – *Staurodictya fresnoensis* Foreman, 76/d, ×110; 10 – *Actinommidae* gen. et sp. indet., 76/v, ×100; 11 – *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, 77/b, ×85; 12 – *Phaseliforma laxa* Pessagno, 77/b, ×100; 13 – *Orbiculiforma rennilaeformis* Campbell et Clark, 76/a, ×85; 14 – *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), 76/v, ×100; 15 – *Porodiscus cretaceus* Campbell et Clark, 76/b, ×100; 16–17 – *Spongosaturnalis spiniferus* Campbell et Clark, 16 – 9918/2, ×100, 17 – 76/v, ×150; 18 – *Cromyodruppa concentrica* Lipman, 9918/2, ×90; 19 – *Spongurus quadratus* Campbell et Clark, 75/a, ×200; 20 – *Spongurus* sp., 76/v, ×150; 21 – *Pseudoaulophacus* sp., 77/b, ×100; 22 – *Spongotropus* cf. *morenoensis* Campbell et Clark, 75/v, ×120; 23 – *Patulibracchium* cf. *petroleumensis* Pessagno, 44, ×100; 24 – *Crucella* sp., 44, ×100; 25 – *Neosciadiocapsa* cf. *diabloensis* Pessagno, 44, ×90.



земляров, по сравнению с камчатскими. Отличия в таксономическом составе выделенных сообществ радиолярий могут быть обусловлены разными причинами, как объективными, например: различной батиметрией бассейна осадконакопления, более или менее благоприятными условиями захоронения, так и субъективными, например: насколько удачно применена методика химического препарирования и другими. Но климатический фактор, по-видимому, играл все-таки ведущую роль.

Ряд исследователей [11, 13, 17 и др.] также отмечали, что климатический фактор является одним из ведущих, определяющих степень разнообразия фауны. В тропическом климате с почти неизменными условиями (прежде всего температурными) многочисленные узкие экологические ниши используются за счет вырабатывающегося в процессе эволюции огромного видового разнообразия узко приспособленных форм, среди которых нет доминирующих. В умеренных и полярных областях, где условия резко меняются в зависимости от сезонов, естественный отбор приводит к выживанию наиболее приспособленных, в результате чего разнообразие невелико, а доминирование отдельных видов отчетливо выражено. Как уже отмечалось выше, в изученных нами ассоциациях радиолярий Корякско-Камчатского региона таксономическое разнообразие невелико, в большинстве случаев доминируют представители отряда Nassellaria, а максимальное число экземпляров оценивается первыми десятками, что соответствует характеристике типичных высокоширотных ассоциаций.

Количество радиолярий в осадках бореальной, тропической, экваториальной и антарктической зон также различается на несколько порядков. Наименьшие концентрации отмечены в бореальной зоне (меньше тысячи на 1 г осадка), наибольшие – в экваториальной (больше 1000000 на 1 г осадка). Большие концентрации радиолярий в осадках, как правило, приурочены к пелагическим районам, а в прибрежных областях они значительно меньше [10].

С.Б. Кругликова [10] показала также, что не только общее число видов, но и относительная роль преобладающих групп радиолярий заметно колеб-

лется в осадках различного географического положения. Так, содержание циртоидей, по ее мнению, как правило, не бывает менее 30–40% общей численности радиолярий, а в бореальной зоне оно обычно превышает 50–60%. Она обращает внимание на то, что имеет место более заметное доминирование циртоидей при переходе от осадков низких широт к высоким. И наоборот, при движении из высоких широт к низким возрастает роль дискоидей и ларкоидей.

Например, в отложениях палеогена Западно-Сибирской низменности дискоидеи составляли около 40%, сфероидеи – 35%, пруроидеи – 10% и населлярии – 15% [12]. Ранне-среднемиоценовые комплексы Восточной Камчатки также представлены в основном сфероидеями, пруроидеями и дискоидеями [18]. В отложениях открытого океана обычно преобладающими группами являются циртоидеи, дискоидеи и ларкоидеи. Причем две последние группы преобладают в тепловодных районах; циртоидеи доминируют в холодноводных районах, где составляют более 50–60% от общего количества радиолярий. Минимальное содержание циртоидей, известное из отложений экваториальной Атлантики – 2–19% [11].

В Беринговоморском регионе, как было показано выше, в изученных ассоциациях чаще всего доминируют представители отряда Nassellaria. В северной части Олюторской зоны (р-н бухты Анастасии) спумеллярии составляют 35–40% в пробе (соответственно, населлярии – 60–65%); в северо-западной части Олюторской зоны (р-н бассейнов рек Ильпи и Матыскен) населлярии составляют 55–70%; в юго-западной части Олюторской зоны (р-н бассейна р. Тапельваам) соотношение Spum.: Nas. может достигать 1:1; в восточной части Олюторской зоны (р-н м. Витгенштейна) спумеллярии составляют 12–28% в пробе (соответственно, населлярии – 72–88%); в южной части Олюторской зоны (р-н Олюторского п-ва) спумеллярии составляют около 60%, из них 2/3 – дискоидные формы; на Камчатском перешейке (р-н бассейна р. Тклеваам) соотношение Spum.: Nas. может достигать 1:1. На Западной Камчатке (в Паланском разрезе) спумеллярии составляют до 50% в пробе, а на Восточной Камчатке (северная часть Валагинско-

Таблица 5. Радиолярии Западной Камчатки (береговой разрез от устья р. Паланы до устья р. Анадырки).

1 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), 77/b, $\times 150$; 2 – *Stichomitra* cf. *shirshovica* Vishnevskaya, 76/v, $\times 120$; 3 – *Stichopilium teslaense* Campbell et Clark, 9918/2, $\times 100$; 4 – *Eucyrtidium carnegiense* Campbell et Clark, 9918/2, $\times 200$; 5 – *Novodiacanthocapsa manifesta* (Foreman), 76/a, $\times 150$; 6–8 – *Theocapsomma erdnussa* (Empson-Morin), 75/a, $\times 100$; 9–10 – *Hemicryptocapsa* aff. *conara* Foreman, 44, 9 – $\times 150$, 10 – $\times 200$; 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 76/a, $\times 110$; 12 – *Amphipyndax streckta* (Empson-Morin), 75/a, $\times 110$; 13 – *Wildeus punctulatus* (Pessagno), 75/v, $\times 120$; 14 – *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), 9918/2, $\times 110$; 15 – *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), 44, $\times 150$; 16 – *Clathrocyclas tintinnaeformis* Campbell et Clark, 9918/2, $\times 180$; 17 – *Clathrocyclas hyronia* Foreman, 9918/2, $\times 200$; 18 – *Clathrocyclas* sp., 76/a, $\times 200$; 19–21 – *Cornutella californica* Campbell et Clark, 76/v, 19 – $\times 180$, 20 – $\times 150$, 21 – $\times 120$; 22–23 – *Theocampe vanderhoofi* Campbell et Clark, 77/b, $\times 200$; 24 – *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, 76/d, $\times 190$; 25 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, 9918/2, $\times 120$; 26 – *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), 9918/2, $\times 100$.

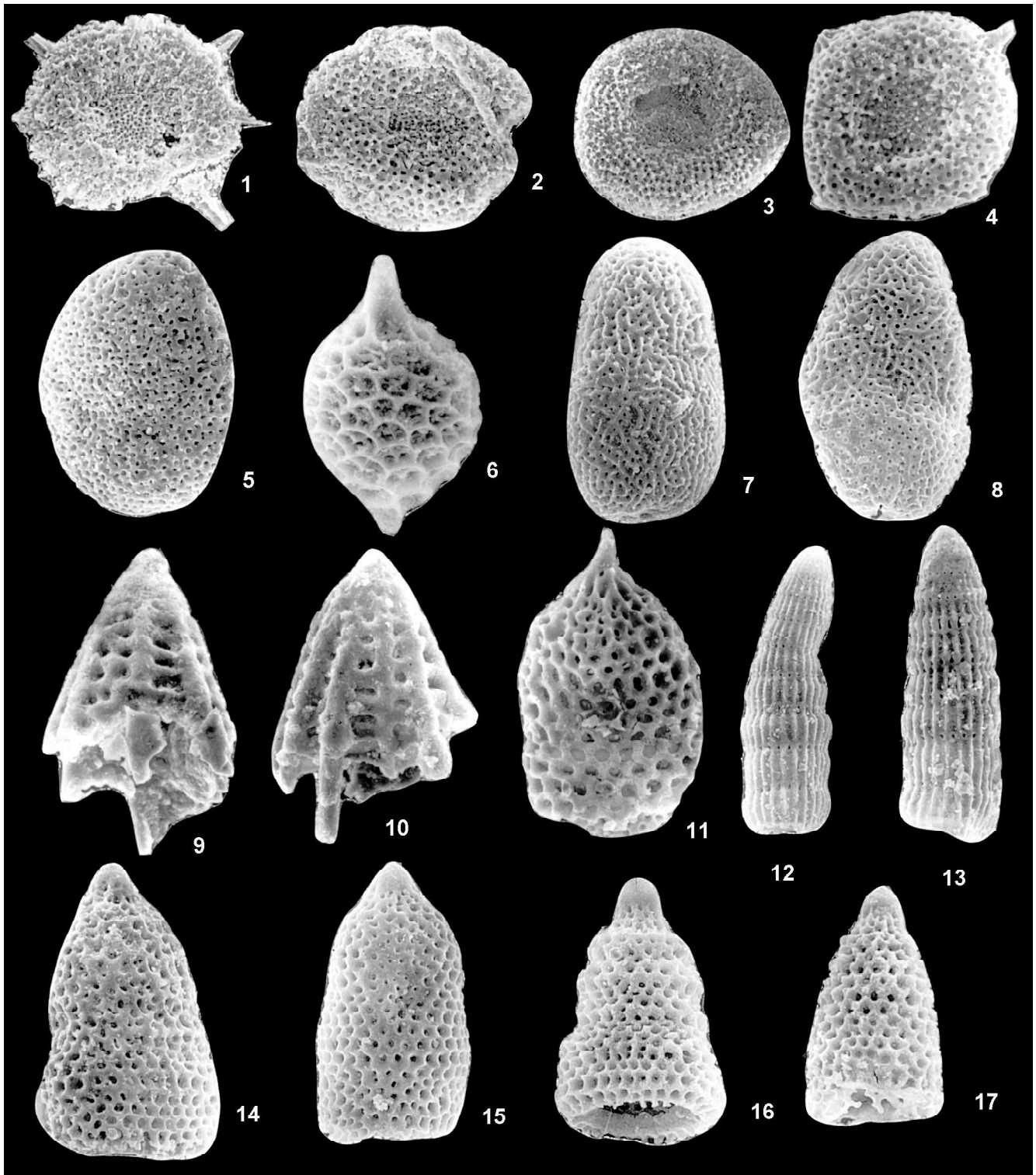


Таблица 6. Радиоларии Восточной Камчатки (северная часть Валагинского хр., бассейн р. Ипуин).

1–2 – *Orbiculiforma* sp., 4216/1, 1 – $\times 120$, 2 – $\times 150$; 3 – *Orbiculiforma* sp., 4243/4, $\times 180$; 4 – *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, 4243/4, $\times 180$; 5 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 4243/4, $\times 200$; 6 – *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, 4216/1, $\times 300$; 7 – *Theocapsomma erdnussa* (Empson-Morin), 4243/4, $\times 220$; 8 – *Theocapsomma* cf. *erdnussa* (Empson-Morin), 4243/4, $\times 280$; 9–10 – *Bathropyramis sanjoaquinensis* Campbell et Clark, 4243/4, $\times 300$; 11 – *Clathrocyclas* ex gr. *tintinnaeformis* Campbell et Clark, 4243/4, $\times 200$; 12 – *Dictyomitra andersoni* (Campbell et Clark), 4243/4, $\times 200$; 13 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, 4626/5, $\times 220$; 14 – *Amphipyndax* sp., 4243/4, $\times 220$; 15 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 4216/1, $\times 200$; 16 – *Amphipyndax* sp., 4243/4, $\times 300$; 17 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 4243/4, $\times 220$.

го хребта) населлярии составляют до 75%, из них 62% – циртоидные формы.

Проведенный анализ комплексов радиолярий Корякско-Камчатской области показал, что в Олюторской зоне Корякии количество калифорнийских видов в изученных ассоциациях кампан-маастрихтских радиолярий составляет 80–90% от общего числа видов. В ассоциациях Паланского разреза (Западная Камчатка) калифорнийские виды составляют до 73%, на долю сибирских приходится 11%. На Восточной Камчатке (северная часть Валагинского хребта) калифорнийские виды составляют 85%, 15% приходится на виды-космополиты.

Вся жизнь радиолярий зависит от способности их к флотированию, или активному парению в толще воды. Способность к флотированию напрямую связана с особенностями конструкции их скелета и с плотностью воды, и, опосредованно, с температурой. Сложнорасчлененное тело радиолярий, с торчащими шипами, иглами, лопастями, отростками, увеличивает поверхность трения, усиливает флотирующую способность, этому же способствуют вакуолистость протоплазмы и капельно-жировые включения. При этом наблюдается экономичное использование раковинного материала в зависимости от окружающих условий. Так, у более мелководных форм стенка раковины более тонкая и более крупнопористая, у более глубоководных – стенка, соответственно, более толстая и более тонкопористая. Так как в холодных бассейнах плотность и вязкость воды выше, то там наблюдаются морфотипы с мелкопористой раковинной, толсто-стенные, более гладкие, с меньшим развитием шипов, игл и отростков. В теплых бассейнах развиты тонкостенные, более легкие крупнопористые раковины, с длинными радиальными иглами и отростками, поверхность раковины более орнаментирована. Но и в том, и другом случае в составе биоценозов присутствует группа космополитных видов [11, 17].

Детальное изучение морфологии скелетов радиолярий показало, что большинство видов из бореальной меловой провинции Северо-Востока России имеют меньшие размеры, более компактную форму, а разнообразные отростки, тонкие длинные иглы, столь характерные для тропических комплексов, здесь либо массивные, либо слабо развитые или вообще отсутствуют. Также наблюдаются некоторые морфологические изменения в характере стенки раковины (например, у некоторых индивидов северной части Валагинского хребта).

Изучение таксономического состава, морфо-экологических особенностей радиолярий и детальный подсчет форм позволили отнести исследуемые верхнемеловые комплексы Корякского нагорья, а также Западной Камчатки (Паланского разреза) к высокоширотной палеогеографической области. В

некоторых радиоляриевых комплексах Восточной Камчатки (северной части Валагинского хребта) отмечен переходный характер форм от высокоширотных к более умеренным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, с севера на юг в пределах Корякско-Камчатского региона на примере высокоширотных радиоляриевых ассоциаций наблюдается на видовом уровне в кампан-маастрихтское время постепенное увеличение таксономического состава, большее разнообразие и численность радиолярий в ориктоценозах. Такая смена радиоляриевых сообществ, по-видимому, является отражением изменения условий окружающей среды. Изменения таких параметров, как толщина стенки, орнамент внешней поверхности скелета, форма игл, соотношение размеров и ряд других показателей, наряду с коэффициентом разнообразия и доминирования тех или иных морфологических групп, у меловых радиолярий, вероятно, являются функцией палеотемпературных и других факторов среды обитания и, следовательно, могут служить возможным индикатором палеоширот обитания, палеоглубин и биономии бассейна.

Автор признателен В.С. Вишневской и Л.И. Казинцовой за обсуждение работы и полезные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-06205, № 00-05-64301).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
3. Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р. Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
4. Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д. и др. Обстановки формирования флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. № 5. С. 52–66.
5. Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингово-морского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 84–93.
6. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
7. Казинцова Л.И. Меловые радиолярии Корякского нагорья // Сов. геология. 1979. № 4. С. 81–85.
8. Казинцова Л.И. Маастрихтские радиолярии инетываямской свиты хребта Майни Какыйнэ (Корякское нагорье) // Ежегодник Всесоюз. Палеонтол. о-ва. Т. XXXII. Л.: Наука, 1989. С. 55–61.

9. Казинцова Л.И. Радиоларии альба-маастрихта Западного Сахалина // XI семинар по радиолариям "Радиолариялогия на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы". СПб.; М., 2000. С. 31–32.
10. Кругликова С.Б. Характерные черты распределения радиоларий (высоких таксонов) в отложениях Тихого океана и окраинных морей // Ископаемые и современные радиоларии. Л.: Наука, 1979. С. 42–52.
11. Кругликова С.Б. Палеоэкологические реконструкции на основании изучения радиоларий // Морфология, экология и эволюция радиоларий: Материалы IV симпозиума Европейских Радиоларистов. Л.: Наука, 1984. С. 41–53.
12. Липман Р.Х. Позднемеловые радиоларии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л., 1962. С. 271–323. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер.; Т. 77).
13. Липман Р.Х. Руководство по изучению ископаемых радиоларий. М.: Недра, 1979. 126 с.
14. Палечек Т.Н. Строеие и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиолариевого анализа): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.
15. Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строеие и возраст осадочно-вулканогенных отложений Паланского разреза (Западная Камчатка). (в печати)
16. Петрушевская М.Г. Радиоларии отряда Nassellaria Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.
17. Петрушевская М.Г. Радиолариевый анализ / ЗИН АН СССР. Методы зоологических исследований – практика. Л.: Наука, 1986. 200 с.
18. Рунева Н.П. Радиоларии миоценовых отложений Тихоокеанского подвижного пояса. Ископаемые и современные радиоларии. Л.: Наука, 1979. С. 56–64.
19. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
20. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 88–96.
21. Campbell A., Clark B. Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California // Geol.Soc.Amer.Spec.Pap.1944. N 57. P. 1–61.
22. Empson-Morin K. Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains // Micropaleontology. 1981. V. 27, N 3. P. 249–292.
23. Empson-Morin K. Re-examination of the Late Cretaceous radiolarian genus Ampipyndax Foreman // J.Paleontol. 1982. V. 56, N 2. P. 507–520.
24. Empson-Morin K. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontology, 1984. V. 30, N. 1. P. 87–115.
25. Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California / The paleontological Assoc. Spec.Papers Paleontologic. London, 1968. N 3. 82 p.
26. Hollis C.J. Cretaceous – Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences monograph 17. Lower Hutt, New Zealand: Institute of Geological et Nuclear Sciences. 1997. 152 p.
27. Iwata K., Tajika J. Late Cretaceous radiolarians of the Yubetsu Group, Tokoro Belt, Northeast Hokkaido // J. Fac.Sci. Hokkaido Univ., ser. IY, 1986. V. 21, N 4. P. 619–644.
28. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A. and Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olyutor terrane (NE Kamchatka) // Ofioliti. 1993. 18 (2). P. 177–180.
29. Pessagno E. Cretaceous Radiolaria. Part I: The Phaseliformidae, new family, and others Spongodiscacea from the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence. Part II: Pseudoaulophacidae Riedel from the Cretaceous of California and the Blake-Bahama basin (Joides leg. 1) // Bull. Amer. Paleontology. 1972. V. 61, N. 270. P. 267–328.
30. Pessagno E. Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley sequence, California Coast Ranges // Bull. Amer. Paleontology. 1973. V. 63, N. 276. P. 49–102.
31. Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 275 // Init. Rep. DSDP. 1975. V. 29. P. 1011–1029.
32. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ.1976. N 2. P. 1–95.

Поступила в редакцию 10 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

T.N. Palechek

Campanian-Maastrichtian Radiolarians of the Koryak-Kamchatka region

Campanian-Maastrichtian Radiolarian assemblages of the Russian Far East including Koryak Upland, Olyutorsky Peninsula, Kamchatka Isthmus, Western and Eastern Kamchatka are compared. Taxonomic composition, morphology of the Radiolarian shells, diversity and abundance of oricotozenoses are discussed. The studied Radiolarian complexes are correlated with the stratigraphic scheme for Cretaceous volcanic-siliceous sediments of the Bering Sea region and zonal scales of the adjacent territories. Based on these data, conditions for deposition of Late Cretaceous sedimentary-volcanogenic complexes of the Russian Far East were reconstructed.

ГЕНЕЗИС И ГЕММОЛОГИЯ САПФИРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕЗАМЕТНОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

А.И. Ханчук, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, Э.Г. Одариченко, В.И. Сапин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В работе приведены оригинальные материалы по исследованию включений в сапфирах из россыпи месторождения Незаметное, а также минералов тяжелой фракции гранит-порфиров штока коренного золоторудного месторождения Незаметного, на площади которого расположена россыпь сапфиров, гиацинтов и шпинелей. Выполнены химические анализы корунда и минеральных включений. На основании установленной ассоциации минеральных фаз включений (колумбит, альбит, циркон, цинксодержащий герцинит, рутил), состава стеклов и присутствия акцессорного корунда в гранит-порфирах и граносиенит-порфирах месторождения Незаметное сделан вывод о том, что источником исследованных корундов являются редкометалльные пегматиты, грейзены и метасоматиты, связанные с мезозойскими гранитоидными телами, широко развитыми в районе.

Ключевые слова: корунд, минералогия, флюидные включения, генезис, Приморский край.

Единственное в России россыпное месторождение ювелирных корундов, гиацинтов и шпинелей Незаметное находится в Красноармейском районе Приморского края, в бассейне реки Кедровки.

Проблема происхождения корунда всегда привлекала внимание исследователей, но до сих пор остается дискуссионной. Корунд – обычный минерал различных богатых глиноземом пород (гранитоидов, нефелиновых сиенитов, метаморфических и метасоматических пород), он также известен в богатых глиноземом ксенолитах из различных магматических пород, в том числе кимберлитов. Существует несколько точек зрения на генезис корундов и его ювелирных разновидностей – сапфиров. Наиболее популярная из них основана на нередкой пространственной совмещенности россыпных месторождений сапфиров и проявлений базальтового магматизма. Так, среди щелочных базальтов встречаются разновидности с высоким содержанием корунда, которые, как предполагают, являются источником образования россыпных месторождений сапфиров и рубинов [1, 5–7].

Район россыпного месторождения Незаметное расположен в центральной части юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня [4], сложенного турбидитами и субдукционным меланжем средней и поздней юры. В меланже и в виде отдельных крупных пластин присутствуют фрагменты пород пермско-раннепалеозойской океанической плиты: плитчатые кремни и кремнисто-глинистые породы (рис. 1). В районе широко распространены дайки и штоки магматических пород.

Кайнозойские отложения слагают северо-западную и центральную часть площади месторождения. Они представлены слабо диагенезированными гравелитами, конгломератами и аргиллитоподобными глинами. Гравийно-галечный материал (40–60%) хорошо окатан, в его составе преобладают кремнистые и порфировые породы, часть которых метаморфизована. Аргиллитоподобные глины отмечаются в виде редких линз с включениями древесных остатков и бурого угля, глины плохо размокают, промывистость очень плохая. Установлены следующие генетические типы кайнозойских отложений: аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и эллювиальные. Мощность их в борту долины составляет 3–5 м. По данным палинологических анализов эти отложения подразделены на средне-, верхнечетвертичные и современные. Среднечетвертичные отложения выполняют наиболее углубленные части долины реки Кедровки и повсеместно перекрыты поздним аллювием. Верхнечетвертичные отложения выполняют поймы долин и перекрывают снивелированные надпойменные террасы. Современные образования распространены в поймах водотоков.

Докайнозойские осадочные породы повсеместно прорваны многочисленными телами магматических пород кислого, основного и ультраосновного состава. Базальтоиды представлены разновидностями нормального и щелочного ряда. В составе щелочных базальтоидов присутствуют, кроме обычных минералов, щелочные полевые шпаты и нефелин. Базальты и габброиды образуют дайки мощностью не более первых метров. Наибольшее

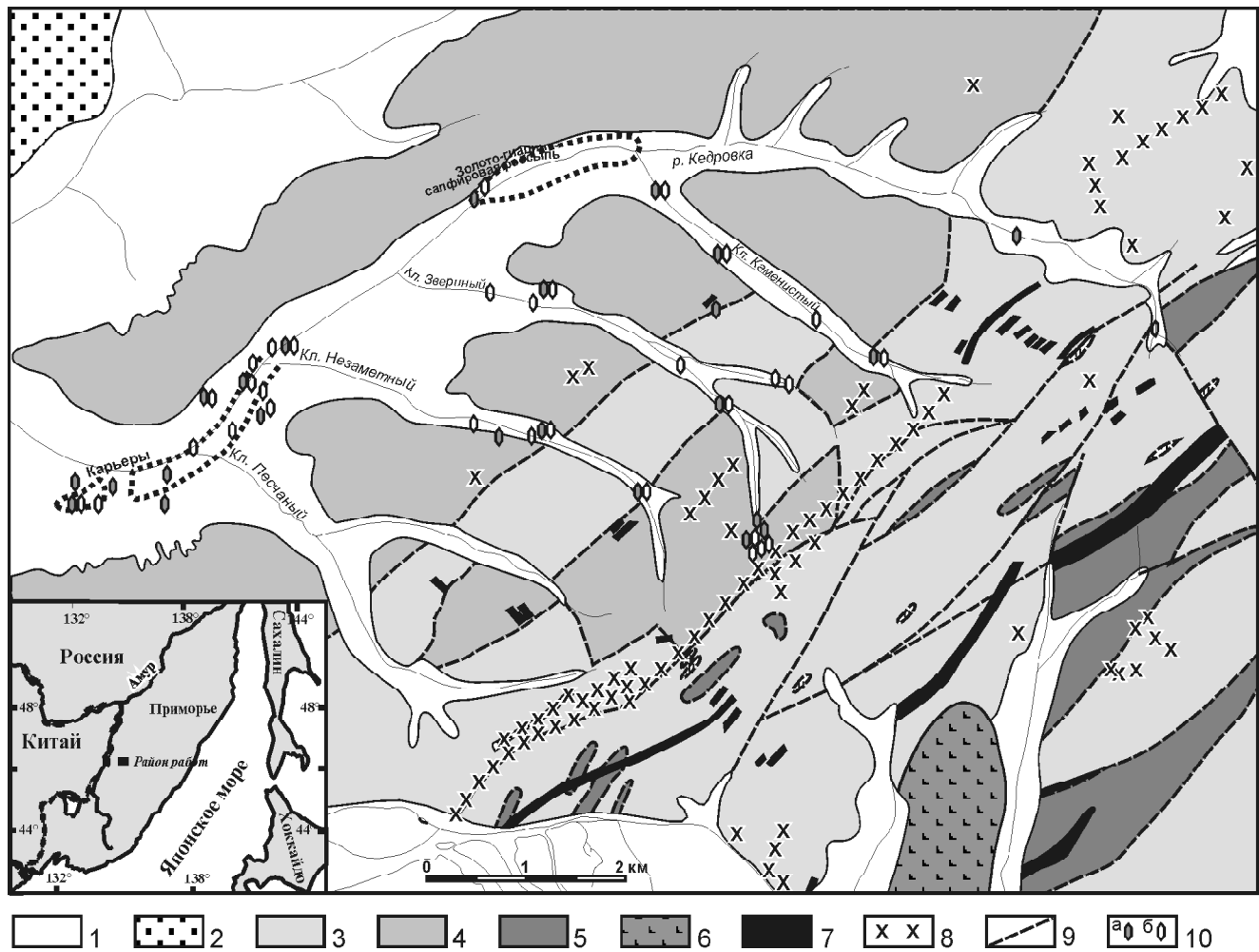


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна реки Кедровки (Приморский край) (по Сяско А.А., 1992 г.).

1 – четвертичные и современные отложения; 2 – неогеновые конгломераты, песчаники, глины; 3 – средне-позднеюрские меланжевые породы; 4 – средне-позднеюрские расланцованные алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками; 5 – позднепермско-раннеюрские плитчатые кремни, кремнисто-глинистые породы; 6 – неогеновые базальты; 7 – раннемеловые диориты, габродиориты, габбро, спессартиты, диабазы, базальты; 8 – выходы тел и жил раннемеловых гранит-порфиров, гранодиоритов, риолитов, других гранитоидов; 9 – тектонические нарушения; 10 – находки в россыпях: а – корунда, б – гиацнта.

распространение в районе имеют штокообразные тела и жилы мезозойских гранитоидов, среди которых известны биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты, аляскиты, плагииграниты, разнообразны гранит-порфиры, редкометалльные пегматиты, грейзены, метасоматиты и гидротермалиты, в том числе золотоносные кварцевые жилы.

Корунды россыпного месторождения Незаметное представлены в разной степени окатанными кристаллами и их обломками размером до 20 мм. Кристаллы имеют боченковидный (комбинация гексагональной дипирамиды, призмы и пинакоида), пластинчатый и таблитчатый облик, часто деформированы и корродированы. Искривленные, уплощенные кристаллы имеют в сечении, перпендикуляр-

ном пинакоиду, очертания ромба, для них характерна отдельность, поверхность которой бывает блестящей и матовой, с характерной штриховкой в нескольких направлениях под углом 60° и перламутровым блеском. Окраска корундов разнообразная: зональная, пятнистая, полихромная, однородная. Цвет – фиолетово-синий (васильковый), синий, сероватосиний, голубой, зеленовато-синий, коричневатозеленый, коричневый, серый. Тон – от очень светлого и бесцветного до темного, характерен отчетливый плеохроизм. Чистота – от чистых прозрачных до просвечивающих и непрозрачных. В разрезах, параллельных пинакоиду, наблюдается ростовая зональность. Характерна "шелковистость", вызванная включениями игл рутила, реже – астеризм в виде звезд.

Для исследования геммологических характеристик взята коллекция из двенадцати ограненных камней, восьми facетированных и четырех кабошонов, не подвергнутых термической обработке сапфиров ювелирного качества 0,37–5,3 карата. Коллекция задокументирована для выяснения диапазона цвета, прозрачности, реакции на ультрафиолетовое излучение и микроскопические особенности. Внутренние структуры роста ограненных камней исследованы на профессиональном геммологическом микроскопе. Оценка производилась по системам GIA и AIGS. Среди ограненных образцов установлены зеленые (G), голубовато-зеленые (bG), фиолетовато-голубые (vB), с тонами от средне-светлого (ml) до средне-темного (mdk). Насыщенность варьирует от светло-серой (slgr) до сильной (st). Чистота: большинство камней лишено включений, видимых невооруженным глазом (чистота VS – SI1). По системе AIGS, разновидности основного цвета – В (молочно- и шелковисто-голубой), С (васильково-голубой), D (чернильно-синий), F (фантазийный), G (зеленый), тон – от очень светлого до темного, насыщенность – от слабой до сильной, чистота – в интервале 1–4 (от Clean до VI2).

В ультрафиолетовых лучах все камни инертны. Стандартные геммологические свойства образцов незаметинских камней соответствуют сапфирам месторождений южного Вьетнама, Мьянмы и Таиланда [7]. Все образцы показали отчетливый до сильного дихроизм.

Для решения проблемы генезиса корундов россыпного месторождения Незаметное проведены детальные исследования включений в них. Выделены следующие типы включений: первичные расплавные, вторичные расплавные, минеральные, газовой-жидкие, газовые.

Первичные расплавные включения встречаются крайне редко. В основном они располагаются в центральных частях кристаллов согласно зонам роста. Чаще всего включения этого типа имеют овальную, иногда уплощенную форму, редко изометричную. Они состоят из прозрачного стекла и газового пузырька (рис. 2а), иногда содержат одну или несколько минеральных фаз. Так, крупное, размером около 500 микрон (рис. 2б) первичное расплавное включение кроме стекла и газа в качестве минералов-узников содержит шпинель, титаномагнетит и магнетит (табл. 1). В большинстве случаев объем газового пузырька составляет 30–35%, иногда 20–25% от объема вакуоли. Границы вакуолей с минералом-хозяином тонкие, прерывистые, часто неровные. Размер первичных расплавных включений варьирует от первых мкм до первых сотен мкм, преобладают включения размером 20–50 мкм. Включения этого типа почти всегда окружены вторичными включениями, которые образуют дактилотипные структуры (“fingerprints”).

Вторичные расплавные включения в корундах по сравнению с первичными более обильны. Они располагаются в краевых зонах, сопутствуют трещинам, либо окаймляют первичные расплавные и минеральные включения. Включения, которые находятся на периферии и вблизи трещин, состоят из прозрачного стекла, одного или нескольких газовых пузырьков, иногда содержат минеральную фазу. Объем газовой фазы в них изменяется незначительно и составляет не более 15% от объема вакуоли. В качестве минеральной фазы этих включений отмечены, по крайней мере, две, отличающиеся по оптическим характеристикам. Одна из них – непрозрачная под микроскопом, чаще всего субквадратной формы (по-видимому, рудный мине-

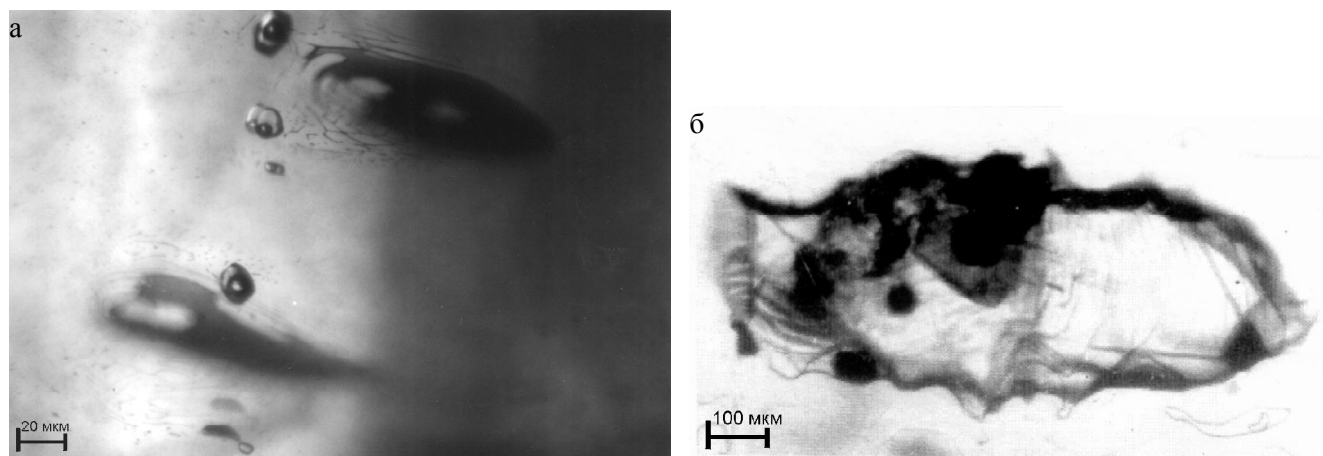


Рис. 2. Первичные расплавные включения в корунде, россыпь месторождения Незаметное.

а – содержат прозрачное стекло и газовый пузырек; б – содержит частично раскристаллизованное стекло, газовую и минеральные фазы.

Таблица 1. Средние содержания компонентов в корунде и твердых фазах включения в нем (микронзондовый анализ).

| Минерал, фаза | Число анализов | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ | V ₂ O ₃ | NiO | P ₂ O ₅ |
|---------------|----------------|----------------------|----------------------|--------------------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------------------|-------------------------------|---------------------|-------------------------------|
| Корунд | 21 | <u>0,07</u> 0,09 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>98,48</u> 0,82 | <u>1,25</u> 0,10 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,03</u> 0,02 | <u>0,01</u> 0,01 |
| Фаза 1 | 9 | <u>0,24</u> 0,13 | <u>0,12</u> 0,02 | <u>53,40</u> 2,28 | <u>31,22</u> 2,03 | <u>2,17</u> 0,13 | <u>8,66</u> 0,38 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,03</u> 0,02 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,01</u> 0,01 |
| Фаза 2 | 7 | <u>0,36</u> 0,15 | <u>14,43</u> 0,38 | <u>1,16</u> 0,17 | <u>69,68</u> 0,97 | <u>0,29</u> 0,04 | <u>0,27</u> 0,04 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,08</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,10</u> 0,04 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 |
| Фаза 3 | 2 | <u>0,64</u> 0,45 | <u>0,36</u> 0,02 | <u>2,45</u> 0,14 | <u>78,54</u> 0,39 | <u>0,57</u> 0,14 | <u>0,25</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,09</u> 0,03 | <u>0,07</u> 0,02 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,00</u> 0,00 | <u>0,04</u> 0,04 |
| Фаза 4 | 30 | <u>58,86</u> 1,11 | <u>0,10</u> 0,05 | <u>23,99</u> 0,44 | <u>0,36</u> 0,30 | <u>0,04</u> 0,03 | <u>0,09</u> 0,12 | <u>0,21</u> 0,06 | <u>1,80</u> 0,64 | <u>6,23</u> 0,50 | <u>0,01</u> 0,01 | <u>0,02</u> 0,02 | <u>0,03</u> 0,02 | <u>1,16</u> 0,04 |

Примечание. В числителе – средние содержания, в знаменателе – средние отклонения, в мас. %.

Таблица 2. Химический состав включений альбита и стекла в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ).

| N п/п | Минерал | Содержание, мас. % | | | | | | | |
|-------|---------|--------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|--------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
| 1 | альбит | 65,71 | 0,01 | 22,01 | 0,00 | 2,06 | 10,24 | 0,94 | 100,97 |
| 2 | альбит | 65,18 | 0,05 | 20,62 | 0,00 | 1,45 | 10,06 | 1,65 | 99,01 |
| 3 | стекло | 63,69 | 10,60 | 20,15 | 0,06 | 0,12 | 1,28 | 5,70 | 101,60 |

Кристаллохимическая формула: 1. (Na_{0,87}K_{0,06})_{0,93}Ca_{0,1}Al_{1,13}Si_{2,87}O₈; 2. (Na_{0,88}K_{0,1})_{0,98}Ca_{0,07}Al_{1,08}Si_{2,91}O₈.

Таблица 3. Химический состав включений цинксодержащего герцинита в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ).

| N п/п | Минерал | Содержание, мас. % | | | | | | |
|-------|-------------------------|--------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|--------|
| | | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | ZnO | Сумма |
| 1 | цинксодержащий герцинит | 0,01 | 55,09 | 36,29 | 1,48 | 3,16 | 5,53 | 101,56 |
| 2 | цинксодержащий герцинит | 0,01 | 53,07 | 36,07 | 1,50 | 3,16 | 5,32 | 99,13 |
| 3 | цинксодержащий герцинит | 0,01 | 51,01 | 35,74 | 1,39 | 3,04 | 4,92 | 96,11 |

Кристаллохимическая формула: 1. (Fe_{0,88}Mn_{0,04}Mg_{0,14}Zn_{0,12})_{1,18}Al_{1,88}O₄; 2. (Fe_{0,90}Mn_{0,04}Mg_{0,14}Zn_{0,12})_{1,2}Al_{1,87}O₄; 3. (Fe_{0,93}Mn_{0,04}Mg_{0,14}Zn_{0,11})_{1,22}Al_{1,85}O₄.

Таблица 4. Химический состав включений колумбита в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ).

| N п/п | Минерал | | Содержание, мас. % | | | | | | |
|-------|----------|-------------|--------------------|------|------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|
| | | | FeO | MnO | MgO | TiO ₂ | Ta ₂ O ₅ | Nb ₂ O ₅ | Сумма |
| 1 | колумбит | центр зерна | 16,35 | 0,31 | 4,09 | 1,06 | 5,75 | 73,70 | 101,26 |
| | | край зерна | 16,47 | 0,34 | 3,91 | 1,16 | 6,40 | 72,97 | 101,25 |
| 2 | колумбит | центр зерна | 15,65 | 0,86 | 3,49 | 2,81 | 3,22 | 74,42 | 100,45 |
| | | край зерна | 15,69 | 1,01 | 3,36 | 2,59 | 3,30 | 74,43 | 100,38 |
| 3 | колумбит | центр зерна | 16,11 | 1,26 | 2,36 | 4,21 | 3,32 | 73,26 | 100,52 |

Кристаллохимическая формула: 1. (Fe_{0,77}Mg_{0,03}Mn_{0,2})_{1,0}Ti_{0,05}(Ta_{0,08}Nb_{1,88})_{1,96}O₆; (Fe_{0,78}Mg_{0,03}Mn_{0,19})_{1,0}Ti_{0,05}(Ta_{0,09}Nb_{1,87})_{1,96}O₆.
2. (Fe_{0,73}Mg_{0,07}Mn_{0,16})_{0,96}Ti_{0,12}(Ta_{0,05}Nb_{1,87})_{1,92}O₆; (Fe_{0,74}Mg_{0,09}Mn_{0,05})_{0,88}Ti_{0,11}(Ta_{0,05}Nb_{1,91})_{1,96}O₆.
3. (Fe_{0,75}Mg_{0,1}Mn_{0,11})_{0,96}Ti_{0,17}(Ta_{0,06}Nb_{1,82})_{1,88}O₆.

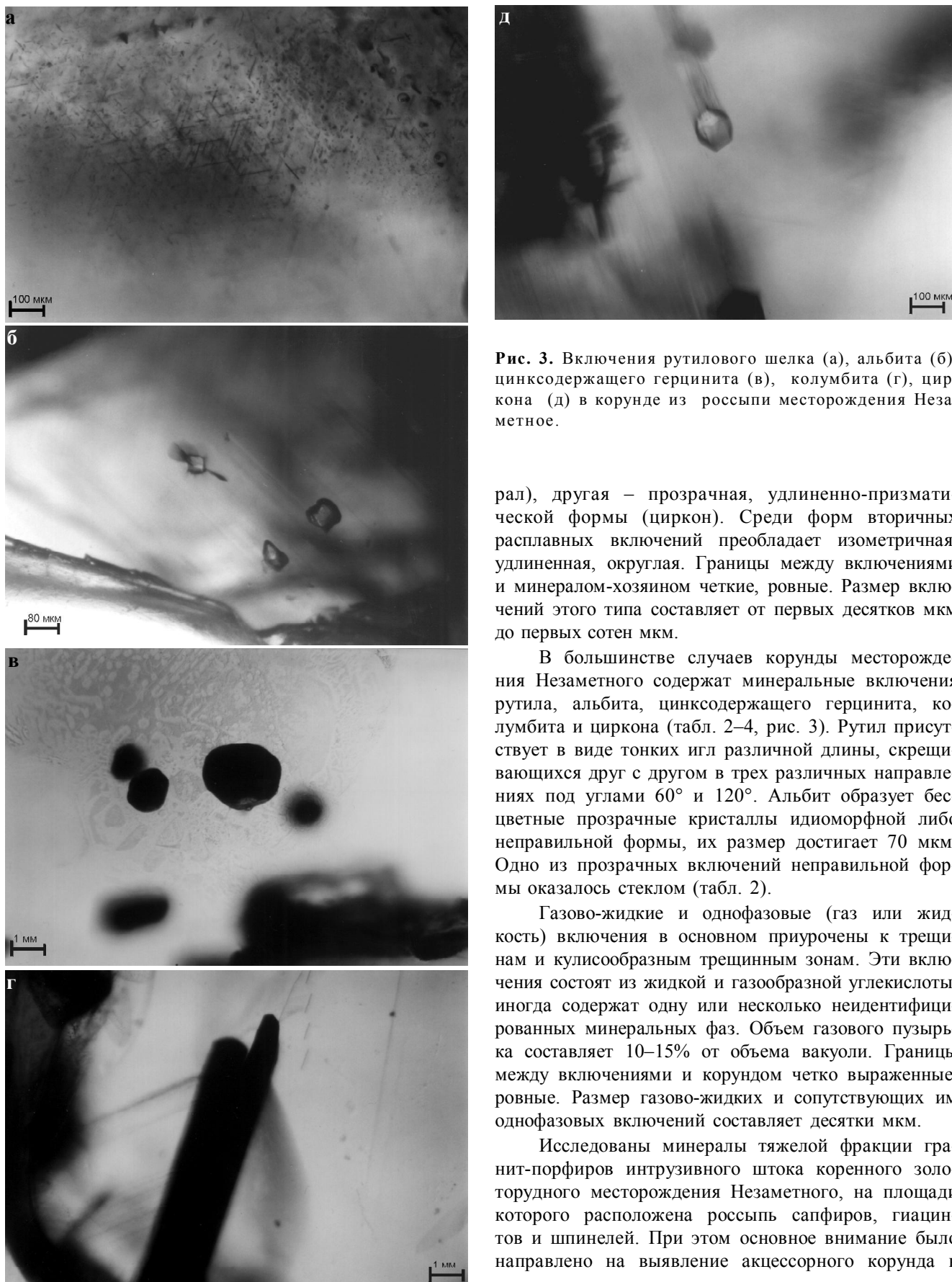


Рис. 3. Включения рутилового шелка (а), альбита (б), цинксодержащего герцинита (в), колумбита (г), циркона (д) в корунде из россыпи месторождения Незаметное.

рал), другая – прозрачная, удлиненно-призматической формы (циркон). Среди форм вторичных расплавных включений преобладает изометричная, удлиненная, округлая. Границы между включениями и минералом-хозяином четкие, ровные. Размер включений этого типа составляет от первых десятков мкм до первых сотен мкм.

В большинстве случаев корунды месторождения Незаметного содержат минеральные включения рутила, альбита, цинксодержащего герцинита, колумбита и циркона (табл. 2–4, рис. 3). Рутил присутствует в виде тонких игл различной длины, скрещивающихся друг с другом в трех различных направлениях под углами 60° и 120° . Альбит образует бесцветные прозрачные кристаллы идиоморфной либо неправильной формы, их размер достигает 70 мкм. Одно из прозрачных включений неправильной формы оказалось стеклом (табл. 2).

Газово-жидкие и однофазовые (газ или жидкость) включения в основном приурочены к трещинам и кулисообразным трещинным зонам. Эти включения состоят из жидкой и газообразной углекислоты, иногда содержат одну или несколько неидентифицированных минеральных фаз. Объем газового пузырька составляет 10–15% от объема вакуоли. Границы между включениями и корундом четко выраженные, ровные. Размер газово-жидких и сопутствующих им однофазовых включений составляет десятки мкм.

Исследованы минералы тяжелой фракции гранит-порфиров интрузивного штока коренного золоторудного месторождения Незаметного, на площади которого расположена россыпь сапфиров, гиацинтов и шпинелей. При этом основное внимание было направлено на выявление акцессорного корунда в

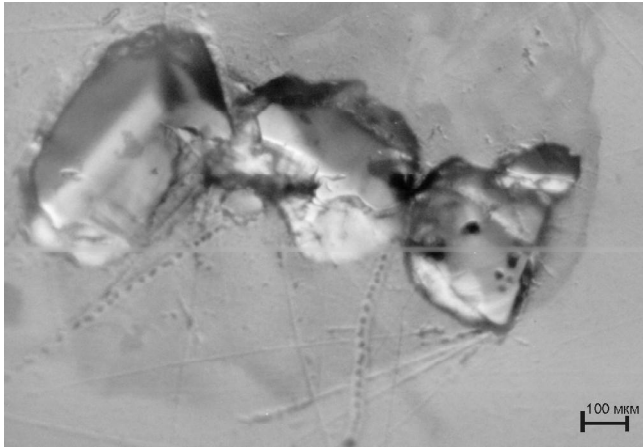


Рис. 4. Зерна корунда из протоочки гранит-порфира, месторождение Незаметное.

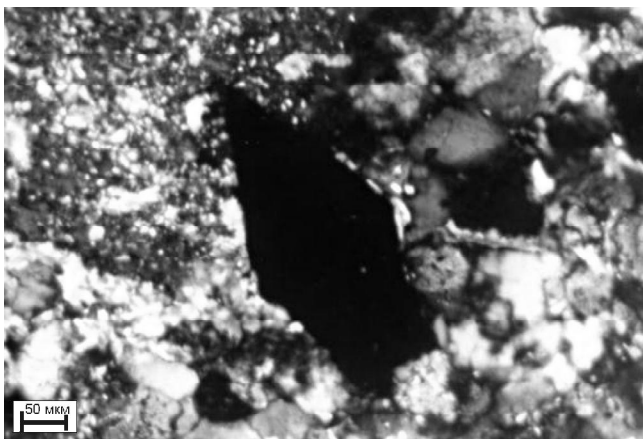


Рис. 5. Кристалл корунда в мусковитизированном граносиенит-порфире, месторождение Незаметное.

Шлиф, с анализатором.

составе тяжелой фракции. Установлено, что корунд (рис. 4, 5) является обычным аксессуарным минералом гранит-порфиров и представлен изометричными зернами размером 0,1–0,5 мм, иногда характерной дипирамидальной и боченовидной формы. Цвет исследованных зерен: бесцветные, коричневатые. Состав корунда подтвержден химическими анализами, выполненными В.И. Сапиным (ДВГИ ДВО РАН). Исследованием включений в кварце вкрапленников и основной массы гранит-порфиров, а также в кварце гидротермальных жил, секущих эти гранит-порфиры, установлены температуры гомогенизации расплавных включений – 960–990°C, газовой-жидких включений – 330–440°C и 160–260°C.

Таким образом, проблема генезиса сапфиров месторождения Незаметное в принципе решена. На основании установленной ассоциации минеральных включений в сапфирах (колумбит + цинксодеждающий герцинит + циркон + альбит + рутил + кислое стекло) и присутствия аксессуарного корунда в гранит-порфирах месторождения Незаметное можно однозначно утверждать, что источником исследованных корундов являются редкометалльные пегматиты, грейзены и метасоматиты, связанные с мезозойскими гранитоидными телами, широко развитыми в районе [2]. Природные включения стекла обычно рассматриваются как закаленные расплавы, и принято считать, что их состав характеризует состав расплава на стадии кристаллизации минерала-хозяина. Частично раскристаллизованные включения представляют собой микросистему, "закаленную" на определенной стадии кристаллизации материнской магмы [3]. В этих включениях соотношения объема кристаллических фаз и стекла бывают самыми разными, но во всех случаях ассоциирующее с кристаллическими фазами стекло принято называть остаточным, т.е. оставшимся после кристаллизации высокотемпературных минералов. Стекла исследованных корундов соответствуют граносиенит-гранодиоритовому составу магмы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 01-05-96913.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев А.С., Ананьева Т.А., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Благородные корунды и цирконы из росыпей Приморья // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 120–125.
2. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцититоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
3. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 239 с.
4. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
5. Gübelin E. J., Koivula J.I. Photoatlas of inclusions in gemstones. Zurich: ABC Edition, 1997. 536 p.
6. Schwarz D., Kanis J., Schmetzer K. Sapphires from Antsirana Province, Northern Madagascar // Gem. & Gemology. 2000. V. 36, N 3. P. 216–233.
7. Smith Ch.P., Kammerling R.C., Keller A.S., Scarratt K.V., Khoa Nguyen Dang and Repetto Saverio. Sapphires from Southern Vietnam // Gem. & Gemology. 1995. V. 31, N3. P. 168–186.

A.I.Khanchuk, B.L.Zalishchak, V.A. Pakhomova, E.G. Odarichenko, and V.I.Sapin

Genesis and gemology of sapphires from the Nezametny deposit (Primorye)

The paper presents original materials on the research of inclusions in sapphires from the Nezametny placer deposit, and also minerals of a granite - porphyry heavy fraction of a gold-ore native stock from the Nezametny deposit, where loose sapphires, hyacinths, and spinels occur. Chemical analyses of corundum and mineral inclusions are made. Based on the established association of mineral inclusion phases - columbite, albite, zircon, zinc-bearing hercynite, rutile, glass composition, and presence of accessory corundum in granite-porphyries and granosyenite-porphyries, it was concluded that rare-metal pegmatites, greisens, and metasomatites associated with Mesozoic granitoid bodies being widespread in the area, are the source of the corundums studied.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГАЙОТА РОСКОМНЕДРА МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Л.Б. Хершберг, Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев, В.А. Полиновский, М.М. Юринец, В.П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье представлены результаты геолого-геофизических работ, рассмотрены геолого-структурные особенности и рудоносность гайота Роскомнедра (МЖ-36) на юго-восточной оконечности сводово-глыбового поднятия Магеллановых гор Тихого океана. Показано, что гайот Роскомнедра отличается от большинства подобных сооружений Магеллановых гор отсутствием рифогенных известняков. Кобальтомарганцевые корки (КМК) рудной залежи гайота непрерывным чехлом покрывают базальты (95%) и брекчии (5%). В качестве основного батиметрического интервала оруденения рассматриваются глубины 1300–1600 м. Ресурсы сухой руды в этом интервале оцениваются в 12,5 млн т, что позволит обеспечить предприятие на 20 лет при производительности 0,5 млн т/год. Они могут быть востребованы на начальном этапе эксплуатационных работ в Международном районе морского дна Тихого океана ввиду однородности геологического строения рудной залежи и высокого коэффициента рудоносности, благоприятных горно-геологических условий залегания рудной залежи на поверхности с углом наклона до 7°, высоких оценочных параметров (содержание $Co - 0,595\%$, $Co_{\text{усл.}} - 1,73\%$, продуктивность КМК по $Co_{\text{усл.}} - 1,65 \text{ кг/м}^2$, коэффициент рудоносности – 0,86) по сравнению с гайотами Дальморгео и ИОАН, а также из-за крайне малого содержания вредных примесей и шлакообразующих компонентов.

Ключевые слова: кобальтомарганцевые корки, гайоты, геологическое строение, рудоносность, горно-геологические условия, оценочные параметры, прогноз, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Этап интенсивного изучения богатых кобальтом железомарганцевых корок на подводных горах и гайотах начался в 1981 г. работами ученых из ФРГ и США на научно-исследовательском судне "Зонне" в центральной части Тихого океана [19]. Ему предшествовали утверждение Д.Франка с соавторами [18] о целесообразности добычи рудных корок как руды на кобальт, а также ряд политических причин, обусловивших резкий рост цен на кобальтовую руду [23].

Уже в первых статьях, посвященных рудным коркам, были рассмотрены вопросы подсчета запасов. П. Хальбах и Ф. Манхэйм [20] и А. Манжини с соавторами [22] полагали, что корки покрывают 40% площади гайотов. Однако углубленное исследование гайотов С.П. Ли и Хорайзн показало, что оруденение на каждом вулканическом сооружении различно и занимает 24% и 52% площади, соответственно [25]. Подводные склоны островов и атоллов, а также подводные горы Гавайского архипелага покрыты корками в среднем на 25%, и только отдельные участки – на 40% [26].

Работы по изучению кобальтомарганцевых корок (КМК) начаты в 1986 г. Камчатской экспедицией ВНИИОкеангеологии. По итогам двух рейсов, выполненных в пределах западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана (1986 г., 1988 г.), Магеллановы горы определились как главный заявочный объект. Несомненно, огромный вклад в изучение КМК внесли работы сотрудников ПГО "Дальморгеология" Мингео СССР и Роскомнедра РФ в 1988–1996 гг. Ими три гайота Магеллановых гор были детально изучены в масштабах 1:200 000 и 1:50 000.

Одним из важных результатов изучения КМК явилось оконтуривание рудных тел. Оказалось, что КМК опоясывают гайоты вдоль бровки узкими лентовидными прерывистыми полосами, как на Магеллановых [3, 9], так и на других [8] подводных горах, занимая строго определенное место в фациальной зональности оруденения [12]. Кроме того, оказалось, что, согласно разработанным кондициям о целесообразности постановки поисково-разведочных работ [14], рудные корки покрывают до 10% общей площади гайотов.

Результаты исследования гайотов Дальморгео (МА-15) [3] и ИОАН (МЖ-35) [2, 9] послужили базой для разработки методических документов по поискам и разведке месторождений КМК Мирового океана [5, 14] и, кроме того, будут основанием для выделения России, с последующим закреплением за ней, участка морского дна в Международном районе с ресурсами руд кобальта, марганца и других металлов [15].

Вне рассмотрения остался третий гайот Магеллановых гор – Роскомнедра (МЖ-36). Используемый при его изучении комплекс дистанционных методов (непрерывное сейсмопрофилирование (НСП), фототелевизионное профилирование (ФТП), гидролокация бокового обзора (ГЛБО), гидромагнитное профилирование и другие), а также отбор донных проб дночерпателями, трубками, драгами и бурением [17] и, кроме того, высокая точность навигационного оборудования позволили с высокой степенью достоверности изучить гайот на стадии поисков масштаба 1:50 000 по разработанным требованиям [4, 5, 14].

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Гайот Роскомнедра (МЖ 36) расположен на юго-востоке Магеллановых гор (рис. 1) и представ-

ляет собой одиночное усеченное конусовидное вулканическое сооружение (рис. 2). Размеры его: от 45 до 60 км – по подножию и от 20 до 30 км – по вершинной поверхности, с некоторым удлинением вдоль отрогов северо-восточной – юго-западной ориентировки. В плане гайот имеет трапецевидную форму, осложненную четырьмя боковыми отрогами. Координаты центра – 13°55' с. ш., 157°25' в. д.

Вершинная поверхность поднимается над абиссальной равниной (глубина 6100 м) на 4850 м и расположена в батиметрическом интервале 1250–1600 м. Центральная часть ее (около 43% площади), прикрытая сплошным чехлом осадков, представляет собой аккумулятивную равнину с незначительными уклонами (до 1–2°) от центральных частей к периферии. В этом же направлении уменьшается мощность рыхлого покрова.

Бровка вершинной поверхности практически по всему периметру устанавливается достаточно отчетливо по резкому выпуклому перегибу от очень пологой поверхности в крутой склон. И только на участках сочленения с отрогами отмечается плавный переход вершинной поверхности в широкий выпуклый гребень отрога.

Вдоль бровки на вершинной поверхности отмечаются выходы коренных пород вулканического

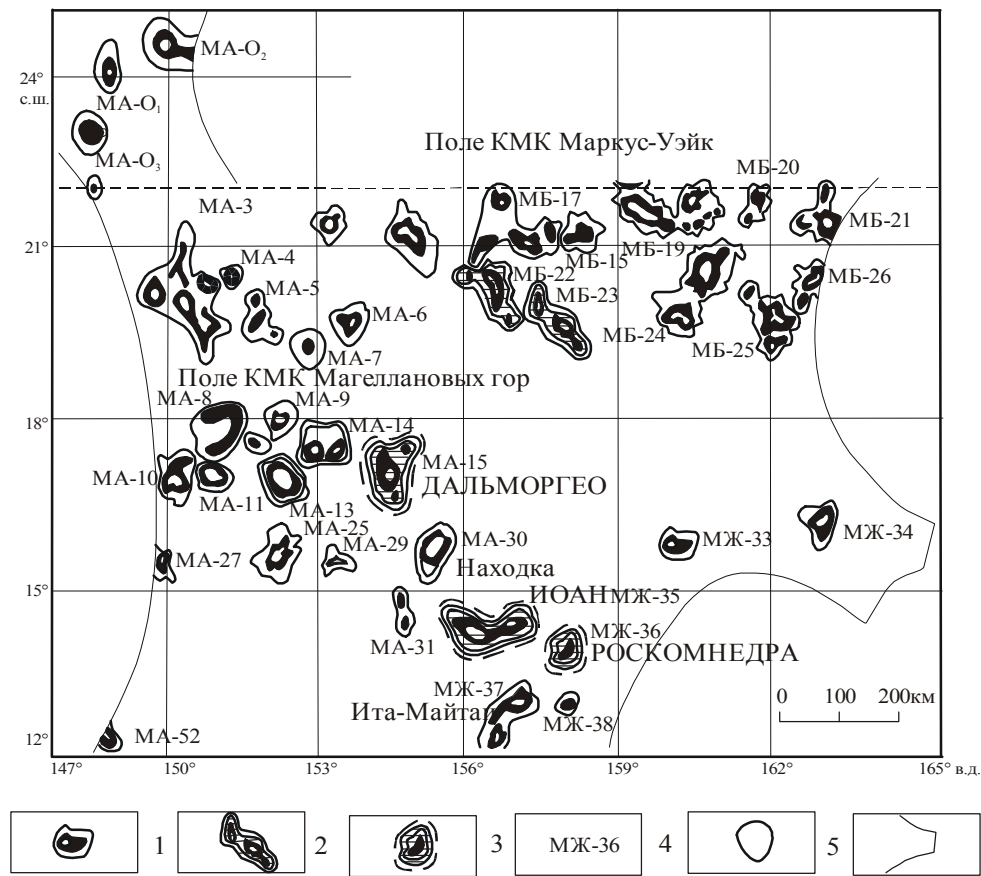


Рис. 1. Схема изученности полей КМК на Магеллановых и Маркус-Уэйк гайотах.

1 – гайоты, изученные на стадии региональных геолого-геофизических работ м-ба 1:200 000–1:1 000 000 (1988–1992 гг.); 2 – гайоты, изученные на стадии поисков м-ба 1:200 000–1:50 000 (1992–1996 гг.); 3 – гайоты Дальморгео, ИОАН и Роскомнедра, рекомендованные для поисково-разведочного изучения; 4 – номера гайотов; 5 – контур основания гайота; 6 – границы исключительных экономических зон.

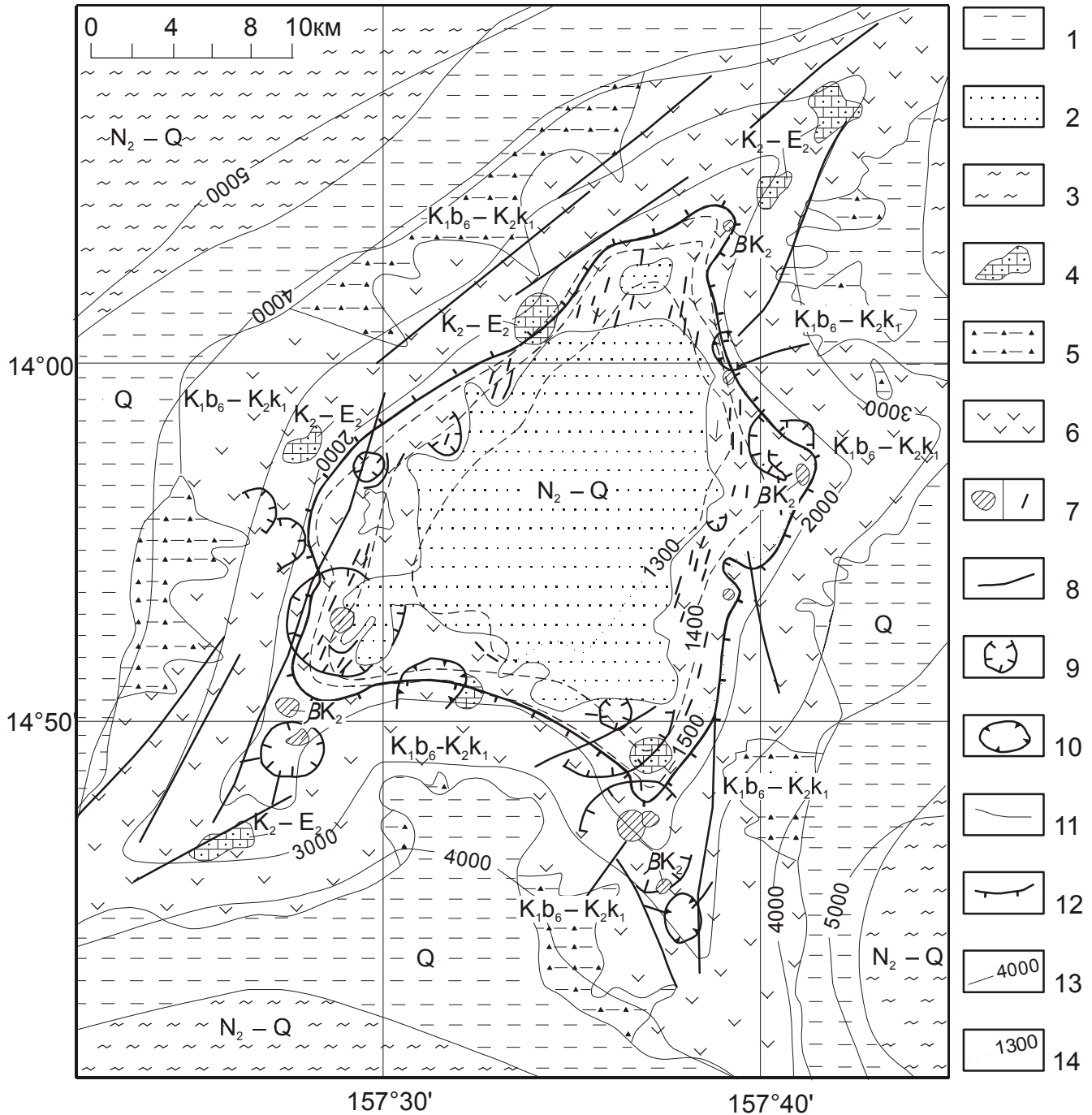


Рис. 2. Схематическая геологическая карта гайота Роскомнедра (МЖ-36).

1 – четвертичные отложения (Q): илы, пески, щебень, глыбы; 2–3 – плиоцен-четвертичные отложения (N₂ – Q): 2 – илы, пески кокколито-фораминиферовые фации вершинного плато, 3 – илы глинистые, смектит-гидрослюдистые и кремневые фации предгорных равнин и абиссальных котловин; 4 – верхний мел – эоцен (K₂ – E₂): брекчи вулканомиктовые с карбонатно-фосфатным заполняющим материалом; 5 – нижний – верхний мел, альб-сеноманский ярусы (K_{1b6} – K_{2k1}): вулканомиктовые брекчи, дресвяники, песчаники, алевролиты; 6 – нижний – верхний мел, альб-сеноманский ярусы (K_{1b6} – K_{2k1}): толеиты, океаниты, базальты, анкармиты, трахибазальты, трахиандезиты; 7 – позднемеловые лакколлиты, штоки, дайки долеритов и базальтов (BK₂); 8–10 – тектонические нарушения: 8 – прямолинейные разломы, 9 – кольцевые разломы, 10 – кальдеры обрушения, просадки; 11 – границы между разновозрастными образованиями; 12 – бровка вершинной поверхности гайота; 13 – основные изобаты, (м); 14 – дополнительные изобаты (1500, 1400 и 1300м).

конуса с равнинно-волнистым абразионным рельефом. Здесь же отмечены мелкие бугры высотой до 3 м с линейной ориентировкой и маломощными осадками в понижениях, а также отпрепарированные останцы высотой обычно 4–8 м, реже – до 30 м. Пологие гребни отрогов, сложенные преимущественно лавовыми потоками, являются по сути лавовыми плато. На ограниченной площади выделяется останцовый рельеф, приуроченный к плавным выпуклым перегибам склонов на горных отрогах с отчетливой ступенчатостью.

Все склоны в верхних частях достигают крутизны 20–30° и редко более. В средней части (до изобаты 3000 м) они положе, а глубже – склоновые поверхности полого (3–7°) наклонены в сторону абиссальных впадин. Северо-западный склон – отчетливо выпуклый, противоположный ему – плоскопараллелен. Северо-восточный и юго-западный склоны отличаются ярко выраженной вогнутостью.

В межотроговых интервалах склонов гайота, начиная от бровки и до глубины 3000–3500 м, главенствует грядово-бороздовый тип рельефа, представляющий собой чередование ориентированных по уклону линейных углублений и гряд с частотой до 15 на 1 пог. км. Протяженность их – 8–12 м. Кроме того, здесь имеются отвесные уступы высотой 0,5–1 м и более. Этот тип рельефа развит на склонах наибольшей крутизны с постепенным выполаживанием до 15° в нижней части. Он создан, видимо, процессами деструкции и гравитационного перемещения глыбово-обломочного материала.

На относительно крутых склонах, преимущественно в верхней приборочной части, отмечаются и локальные участки округлой или конусовидной формы от 1,5 до 3 км в поперечнике. На них развивается линейно-струйчатый рельеф быстрой аккумуляции обломочного материала. Их происхождение, по мнению А.А. Алискерова, связано с проседанием центральной части в результате формирования кальдер, что отчетливо видно на сейсмоакустических профилях и подтверждается данными гидромагнитной съемки.

На участках склонов между отрогами, где происходит выполаживание поверхности до 7–12°, развит реликтивно-грядовый аккумулятивный рельеф, сложенный обломочными продуктами линейного сползания с вышележащих площадей грядово-бороздового склонового рельефа.

Перечисленные типы рельефа развиты преимущественно выше изобаты 3000 м и существенно влияют на характер распределения рудных корок. Наиболее перспективными для развития КМК оказались поверхности с равнинно-волнистым рельефом и лавовые плато, в наименьшей степени – площади развития рыхлых осадков. Грядово-бороздо-

вый рельеф хотя и рудоносен, но из-за значительной крутизны склонов (более 20–30°) и наличия уступов высотой 0,5–1 м и более является, скорее всего, мало-перспективным для отбора КМК.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Гайот Роскомнедра (МЖ -36) сложен, главным образом, вулканическими и, в меньшей степени, осадочными породами и осадками мела и кайнозоя (рис. 2). В его строении выделено три комплекса.

Нижний комплекс (апт K_1b_5 – средний альб $K_1b_6^2$ [21]) представлен толеитами гавайского типа, слагающими пьедестал палеовулкана между изобатами 3000–5000 м. Верхняя граница фиксируется по наличию на склонах узких выровненных площадок, окаймляющих гайот по окружности. Среди толеитов выделяются океаниты, оливиновые и оливин-плагиоклазовые базальты нормальной щелочности. Мощность толщи базальтоидов превышает 3000 м.

Средний комплекс (верхний альб $K_1b_6^3$ – сеноман K_2k_1) представлен субщелочными и щелочными оливиновыми, плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми и эгириновыми базальтами, реже – трахибазальтами и трахиандезитами. Преобладающая форма залегания базальтов – маломощные (первые метры) лавовые потоки и покровы с линзами везикулярных гиалокластитов. По данным ФТП, наиболее распространенными являются глыбовые и подушечные лавы, реже встречаются лавы канатные, волнистые и трубчатые. Указанные образования слагают верхнюю, усеченную часть гайота.

Верхний комплекс объединяет породы, образовавшиеся при разрушении вулканической постройки, а также планктоногенные отложения. В состав комплекса входят: 1) обломочные породы нижнего и низов верхнего мела (K_1b_6 – K_2k_1), связующей и цементирующей составляющей которых являются продукты дезинтеграции вулканических пород, 2) верхнемеловые – эоценовые (K_2 – E_2) крупнообломочные породы с неременным присутствием карбонатного вещества в заполняющем материале, частично фосфатизированном и 3) неоген-четвертичные (N – Q) осадки.

Альб-сеноманские отложения (1) представлены вулканомиктовыми брекчиями, гравелитами и дресвяниками, в которых обломки сгружены хаотически, а также градационно-слоистыми песчаниками и алевролитами (турбидитами). Эти породы зафиксированы по сейсмоакустическим данным на выполаженных участках склонов на глубине 2500–4000 м. Исходя из данных гидроакустической съемки, толща турбидитов характеризуется бугристым рельефом.

К верхнемеловым – эоценовым образованиям (2) отнесены вулканомиктовые брекчии, отдельные разности которых насыщены угловато-окатанными обломками (конглобрекчии) с глинисто-карбонат-

ным и карбонатным заполняющим материалом, участками интенсивно фосфатизированным. Породы закартированы на вершине и привершинных участках склонов гайота в виде небольших изометричных пятен площадью в первые квадратные километры. Они залегают с резким угловым несогласием на меловых вулканитах и перекрываются карбонатными осадками. Оконтуривание полей брекчий произведено по дешифрированию материалов ФТП. Для них характерен своеобразный фон бугристо-кавернозной поверхности. Ориентировочная мощность не превышает первых десятков метров.

Неоген-четвертичные образования (3) представлены кокколито-фораминиферовыми песками и алевролитами на вершинном плато, а также смектит-гидролюдистыми и кремнистыми илами, развитыми у подножий гайота в интервале глубин 5000–5500 м. Площадь развития осадков на вершине превышает 150 км². В верхней части разреза осадки слабо слоисты. Их мощность, по данным гидроакустической съемки, достигает 36 м.

Четвертичные отложения (Q) выделяются на склонах гайота от бровки до подножья. В верхних частях склонов узкие эрозионные промоины в различной степени заполнены кокколито-фораминиферовыми песками и илами, а также глыбами и щебнем вулканитов, реже с фрагментами КМК. Вдоль склонов гайота в батиметрическом интервале 2000–5000 м они слагают прерывистые полосы. Мощность осадков достигает 10–12 м.

Интрузивные образования широко распространены (рис. 2) и представлены позднемеловыми субвулканическими телами, а также дайками долеритов и базальтов (ВК₂). Наиболее крупные субвулканические тела, имеющие слабо выпуклую поверхность, выявлены в южной части гайота. Выходы их достигают 2,0 км в поперечнике. Они интерпретируются как лакколиты. Интрузивные тела в виде отпрепарированных куполов с крутопадающими контактами рассматриваются как штоки. Размеры последних в поперечнике не превышают 1000 м, чаще – 100–300 м. По данным ФТП, породы, слагающие эти интрузивные тела, характеризуются массивным строением, матрацевидной, реже – столбчатой отдельностью. По составу это плагиоклаз-клинопироксеновые долериты.

К заключительной стадии интрузивного магматизма относятся многочисленные дайки, которые группируются в пояса, трассирующие зоны повышенной проницаемости. Наиболее протяженный пояс вдоль СЗ части вершинной поверхности прослежен на 30 км. Продолжением этой зоны являются также ориентированные отроги гайота. Суммарная протяженность этой магмоподводящей структуры – 65 км, при ширине от 1 до 5 км.

Другой магмоподводящей структурой является зона СЗ простирания, совпадающая с линейно вытянутым юго-восточным отрогом, трассируемая роем даек в пределах равнинного участка в центральной части вершинной поверхности гайота. Протяженность этой структуры более 30 км. Подавляющее количество даек приурочено к вершинной поверхности гайота, на склонах они встречаются спорадически. Мощность даек, по данным ГЛБО и ФТП, составляет обычно первые метры, редко достигает 10 м и более. По простиранию они прослеживаются на 500–800 м, иногда на первые километры. Для пород, слагающих дайки, характерна массивная грубостолбчатая отдельность. В нескольких местах, по данным ФТП, на склонах гайота зафиксированы отпрепарированные дайки, по-видимому, базальтов с гексагональной столбчатой отдельностью, имеющие активный контакт как с эффузивами, так и с интрузивами долеритов.

Верхняя возрастная граница интрузивной деятельности определяется наличием долеритов в составе обломочного материала верхнемеловых – эоценовых брекчий.

Кроме указанных структур выделяются вулканические купола, которые установлены на вершинной поверхности и склонах гайота по данным ГЛБО. Они большей частью сильно разрушены, слабо выражены небольшими возвышенностями с пологими склонами. Иногда их вершины "просвечивают" из-под рыхлых осадков, иногда на их склонах накапливаются покровы брекчий. В центральной части куполов нередко сохраняются реликты вулканических жерл. Вулкано-купольные структуры образуют возвышенности с относительными превышениями до 50 м, в поперечнике до 2–3 км, с четко выраженными кольцевыми и радиальными разрывными нарушениями, нередко выполненными дайками.

Особенность геологического строения гайота Роскомнедра заключается в отсутствии рифогенных известняков, в то время как на детально изученных гайотах Дальморгео [3], ИОАН [2, 9] и Ита-Майтаи [2] они установлены в позднеапт-среднеальбском стратиграфическом диапазоне. Однако в последующем рифогенные известняки не формировались на указанных гайотах, хотя сведения о геологическом строении этих структур, приведенные в перечисленных работах, а также микропалеонтологическое исследование [10] свидетельствуют о длительном существовании вершин этих палеовулканов в волноприбойной зоне.

Изложенные выше результаты исследований гайота Роскомнедра показывают, что выход конуса палеовулкана на дневную поверхность произошел на рубеже раннего и позднего мела. В дальнейшем вершина вулканического сооружения находилась дли-

тельное время (поздний мел – эоцен) в волноприбойной зоне, что способствовало формированию достаточно хорошо выровненной плоской поверхности. Отлагавшиеся в этот временной отрезок породы содержат комплекс планктонных и бентосных фораминифер, которые, по мнению И.А. Пуляевой [10], отвечают глубинам обитания шельф – верхняя батиаль. Однако остатки организмов-рифостроителей нигде обнаружены не были.

Причину этого факта мы видим в изменении климатических условий. В.А. Красилов [6] для мелового периода, характеризующегося относительно ровным климатом, отметил три этапа понижения температуры с минимумами в готериве, позднем альбе – раннем сеномане и позднем маастрихте. Готеривское похолодание привело к вымиранию кальпионел и экспансии планктонных фораминифер. В конце маастрихта произошло более крупное событие, когда рухнули регенерационные способности экосистем, а с ними вымерли сложные доминирующие формы фораминифер, рудистов и многих других. Такое же событие привело почти к полному прекращению карбонатакопления на акватории океанов в позднем альбе – раннем сеномане [6]. В.С. Маркевич [7] в результате палинологических исследований континентальных и морских меловых отложений Восточной Азии выявила экологические кризисы в эволюционных процессах с пиками на границе альба и сеномана, а также на рубеже маастрихта и дания. В.М. Синицын [13] также отметил, что в позднем альбе, в связи с понижением температуры, приведшим к максимальной гумидизации климата, произошло сокращение, а местами полное исчезновение кораллово-рудистовых фаций. Кроме того, понижение температуры в позднем альбе – раннем сеномане, а также раннесеноманская экваториальная регрессия привели к резкому сокращению видового и численного состава микрофоссилий [6]. Указанные факты свидетельствуют о том, что на рубеже раннего и позднего мела проявился кризис в эволюции органического мира, что несомненно должно было отразиться на экосистемах Магеллановых палеоостровов и, по-нашему мнению, явилось причиной гибели рифостроителей на гайотах Дальморгео, ИОАН и Ита-Майтаи. Таким образом, выход гайота Роскомнедра из под уровня моря произошел в период, не благоприятный для роста кораллового рифа. Погружение гайота Роскомнедра, вероятно, началось в кайнозое, а достигло глубины, близкой современной, по-видимому, к олигоцену.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гайот Роскомнедра сформирован на пересечении разломов СВ и СЗ ориентировки. Характерной чертой его является наличие четырех отрогов, ориен-

тированных в СВ, ЮЗ и ЮВ направлениях (рис. 3). Три отрога – удлиненные, прослеживаются на многие десятки километров, возвышаясь над абиссалью на 1–2 км, и один – укороченный, находящийся на восточном склоне. Есть все основания считать, что узкие протяженные прямолинейные вулканические постройки, сложенные базальтоидами, отражают положение глубинных разломов – Северного, Центрального и Южного, глубоко пересекающих океаническую кору.

Для выяснения геодинамических условий формирования гайота Роскомнедра необходимо проанализировать соотношение СВ разломов как между собой, так и с вулканической постройкой. Северный разлом, прослеживаясь с СВ вдоль постепенно возвышающегося отрога, трассируется дайковым поясом на плоской вершине вдоль северной бровки и затухает на западном склоне. Центральный разлом, напротив, прослеживаясь с ЮЗ вдоль удлиненного отрога, затухает в коротком восточном отроге, ориентированном в СВ направлении. На участке кулисообразного перекрытия этих несоосных разломов сформирована вулканическая постройка. Такой структурный рисунок характерен для сдвиговых дуплексов, морфология и развитие которых описаны в [11]. В зависимости от типа эшелонирования (правоили левоступенчатого) материнских сдвигов бывают дуплексы сжатия или растяжения. В нашем случае наблюдается левоступенчатое эшелонирование левых сдвигов, поэтому в области их перекрытия должен развиваться дуплекс растяжения, что находит подтверждение в формировании здесь вулканической постройки. Обычно для левосдвиговых дуплексов растяжения характерна S-образная форма в плане, которая в нашем случае проявлена в сочетании контролирующей вулканической отроги СВ несоосных сдвигов и смыкающего их вулканического сооружения (зона сосдвигового растяжения). ЮВ отрог гайота, осложняющий S-образную форму дуплекса, связан с несомненной ролью Южного разлома как магмоподводящей структуры. Особенно эффективным в этом отношении оказался его СЗ фланг, где он в связи с примыканием к дуплексу растяжения трансформировался в структуру растяжения (раздвиг).

Сдвиги, как сколовые структуры сжатия, не благоприятны для инъекций магмы, поэтому они в целом амагматичны. Однако на участках отклонения сдвигов от генерального простирания, эшелонирования несоосных сдвигов с образованием дуплексов растяжения, а также на участках пересечения сдвигов и развития опережающих сдвиги раздвигов формируются структуры, обеспечивающие подъем магмы с разных уровней коры и верхней мантии [16]. Этими особенностями развития сдвигов можно

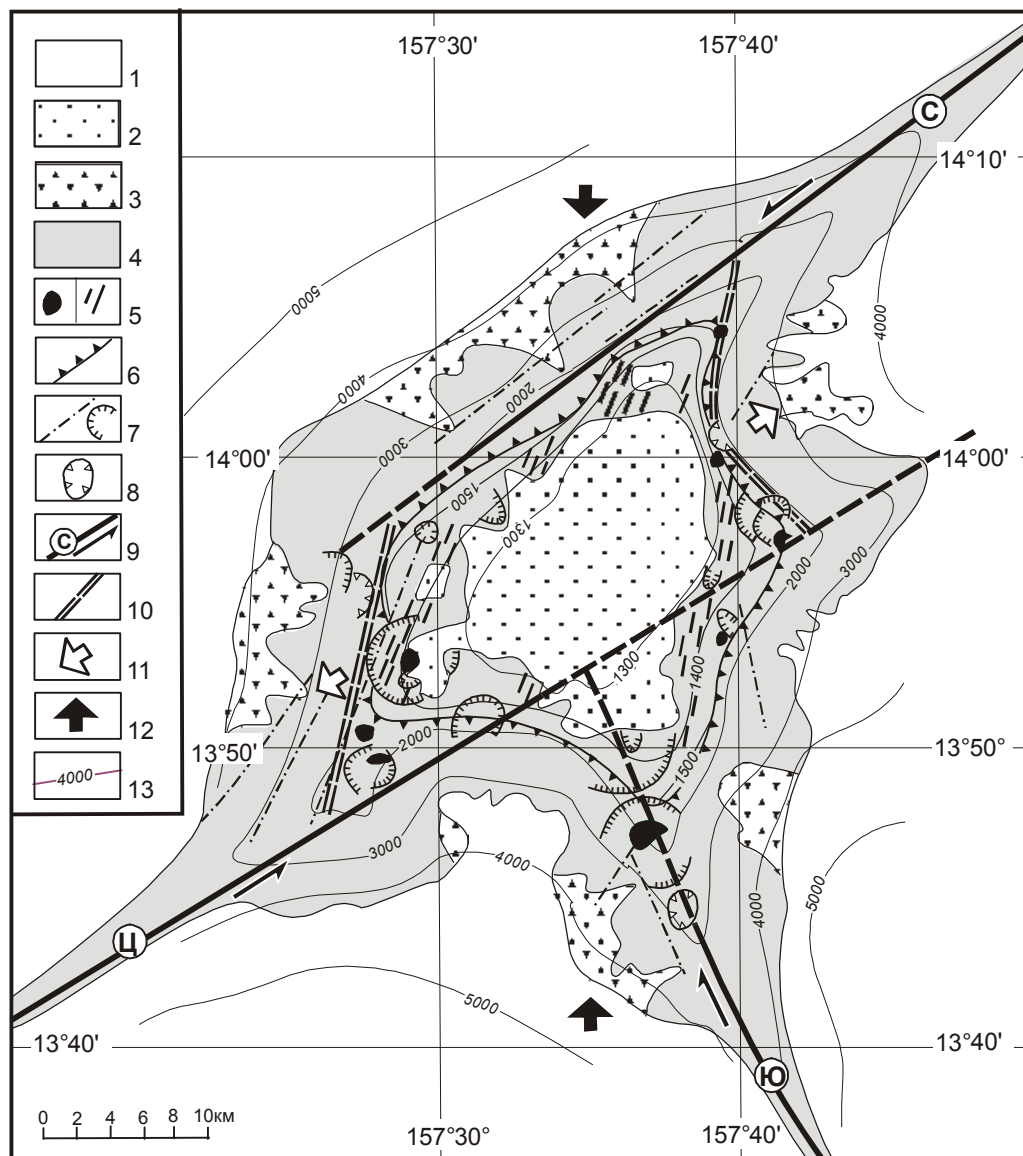


Рис. 3. Схема геодинамических условий формирования гейота Роскомнедра (МЖ-36).

1 – базальтоиды основания гейота; 2 – рыхлые осадочные породы (N – Q); 3 – литифицированные осадочные породы (K₂ – E₂); 4 – субшелочные базальтоиды конуса гейота (K_{1b6} – K_{2k1}); 5 – лакколиты, штоки и дайки долеритов (βK₂); 6 – бровка вершинной поверхности; 7 – линейные и кольцевые разломы; 8 – кальдеры обрушения, просадки; 9 – материнские сдвиги (С – Северный, Ц – Центральный, Ю – Южный), контролирующие вулканические линейные отроги (стрелка – направление смещений); 10 – границы дуплекса растяжения; 11 – направление растяжения дуплекса; 12 – направление регионального сжатия; 13 – изобаты в м.

объяснить формирование вулканических построек района Магеллановых гор.

РУДНЫЕ ЗАЛЕЖИ

На гейоте установлены корково-конкреционные образования (ККО), железомарганцевые конкреции (ЖМК), но преобладающим типом являются кобальтомарганцевые корки (КМК). Последние до глубины 3000 м практически непрерывно покрывают площади выходов коренных пород.

По результатам ФТП, сонарной и гидроакустической съемок, а также геологического опробования выделяются две морфофациальные зоны развития КМК (рис. 4): вершинного плато и склонов.

Корки вершинного плато практически по всему периметру гейота (за исключением северо-западного участка бровки) окаймляют равнинную часть в

батиметрическом интервале 1300–1600 м. Ширина залежей КМК колеблется от первых сотен метров до 4500 м на участках сочленения вершинной поверхности с боковыми отрогами. Суммарная протяженность залежей достигает 60 км. Нижней границей рудных залежей в большинстве случаев служит бровка вершинной поверхности гейота, верхней границей – контуры полей развития рыхлых осадков в центральной части поверхности. Верхняя граница нечеткая, отмечается постепенный переход от полей сплошного развития корок, с незначительным заполнением осадков в углублениях, к полям с фрагментарными выходами коренных пород, покрытых рудными корками, среди осадочного чехла, преобладающего в вершинной части площади.

КМК вершинного плато формируют сплошные лентообразные залежи с высоким коэффициентом

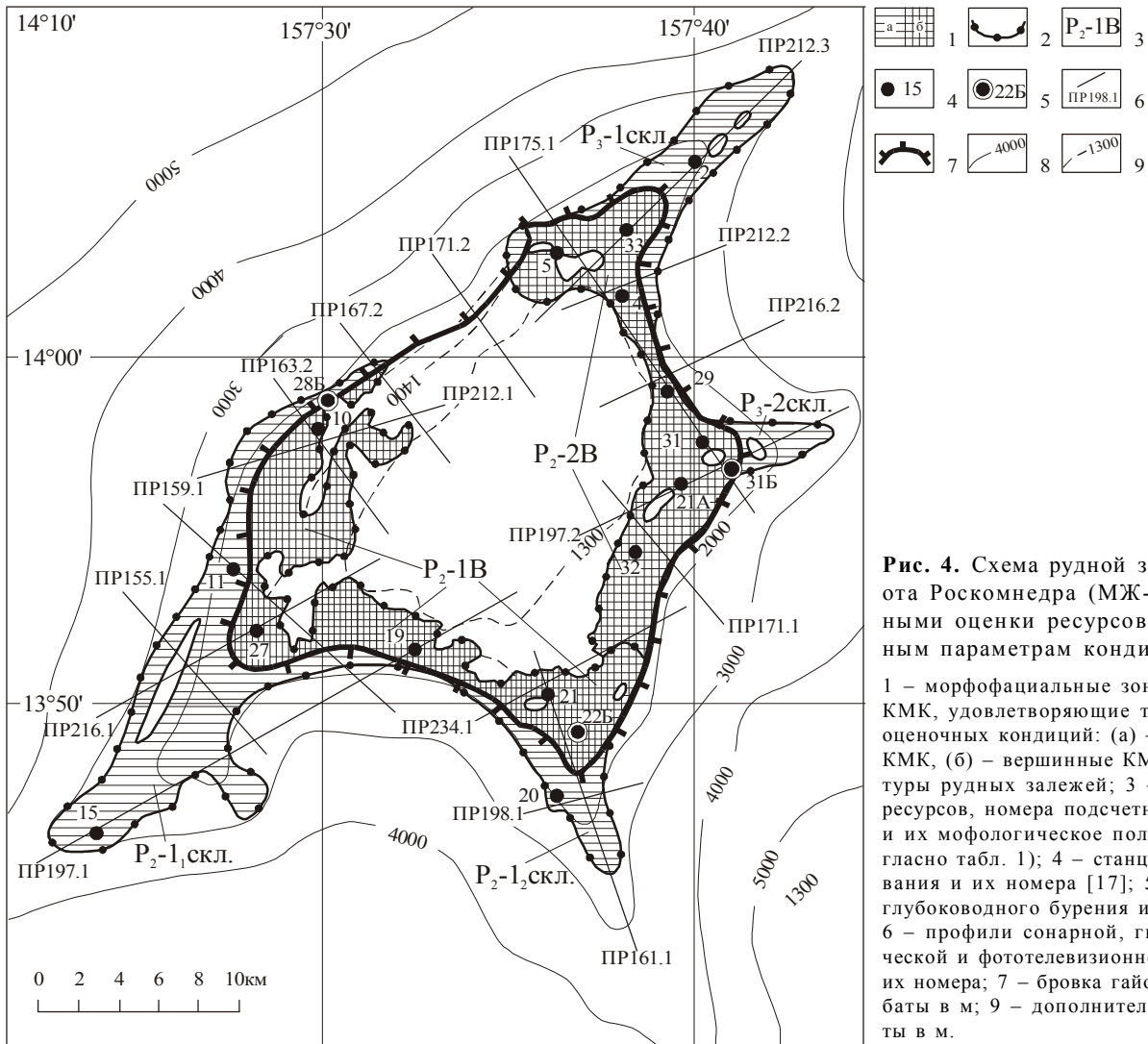


Рис. 4. Схема рудной залежи гайота Роскомнедра (МЖ-36) с данными оценки ресурсов по основным параметрам кондиций.

1 – морфофациальные зоны развития КМК, удовлетворяющие требованиям оценочных кондиций: (а) – склоновые КМК, (б) – вершинные КМК; 2 – контуры рудных залежей; 3 – категория ресурсов, номера подсчетных залежей и их морфологическое положение (согласно табл. 1); 4 – станции драгирования и их номера [17]; 5 – станции глубоководного бурения и их номера; 6 – профили сонарной, гидроакустической и фототелевизионной съемки и их номера; 7 – бровка гайота; 8 – изобаты в м; 9 – дополнительные изобаты в м.

том рудоносности (0,8–1,0) вдоль бровки вершинной поверхности гайота. Руды с низким коэффициентом (0,5) распространены на участках, прилегающих к полям развития кокколито-фораминиферовых илов в центральной части вершинной поверхности. В зоне вершинного плато КМК преимущественно приурочены к двум типам рельефа: скульптурному и абразионному неравномерно-волнистому. Мощности корок на этих типах рельефа варьируют в десятых долях см.

Зона склонов характеризуется большим разнообразием типов рельефа и форм залегания КМК. Наиболее перспективным типом рельефа по условиям залегания КМК являются лавовые плато на пологих гребнях боковых отрогов. В сравнении с вершинными, залежи склоновых КМК отличаются меньшим коэффициентом рудоносности. Непрерывным чехлом корки покрывают коренные породы лишь на участках склонов, непосредственно примыкающих к бровке вершинной поверхности гайота. Нижняя гра-

ница сплошных лентообразных залежей редко опускается ниже изобаты 2000 м. Только на всех четырех пологих гребнях боковых отрогов залежи сплошных КМК прослеживаются до глубины 3000 м. В этих местах коэффициент рудоносности часто составляет 90–100%. Наряду с зоной вершинного плато, пологие гребни отрогов являются наиболее перспективными для формирования промышленных скопления КМК. Другие, более крутые участки склонов отличаются изобилием шлейфов глыбово-щербнистого материала, наличием большого количества уступов, расщелин, гребней. Коэффициент рудоносности в таких местах редко превышает 0,5, и в большинстве случаев руды, видимо, некондиционны. Сложные горно-геологические условия делают эти участки гайота проблематичными для промышленной обработки залежей КМК.

Гайот МЖ-36 отличается от других гайотов Магеллановых гор большим однообразием субстра-

та корок. В большинстве случаев это базальты (90%), реже – эдафогенные брекчии. Широко развитые до глубины 3000 м на гайотах МА-15 [3] и МЖ-35 [9] осадочные образования на гайоте МЖ-36 почти полностью отсутствуют.

Полная характеристика рудных залежей гайота Роскомнедра с учетом морфо-фациальных зон и их параметров дана в табл. 1.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КМК

Анализ фототелевизионных снимков показал, что на брекчиях КМК имеют пологохолмистую поверхность, а на базальтоидах – крупнобугорчатую, обусловленную размерностью элементов подушечной и глыбовой отдельности лав.

Морфология поверхностного слоя КМК изменяется в зависимости от местоположения образца на поверхности гайота. Так, на вершинном плато для корок наиболее типичны "каракулевидные" и ботриоидальные (гроздевидные) формы поверхности. Текстуры верхнего слоя столбчатые, пятнисто-столбчатые и кавернозно-столбчатые. Для склоновых корок характерен гладкий, шероховатый и шагреньевый характер поверхности. Внешний слой в этих случаях, как правило, массивный, реже – тонкослоистый.

На поперчном срезе в корках видно грубослоистое строение, обусловленное чередованием макрослоев с различными текстурно-структурными признаками. Сводный разрез КМК [10] начинается реликтовым слоем (R-слой), встреченным в единичных образцах. Для него характерно замещение Fe-Mn оксигидроксидами фосфатизированных (планктоногенных) известняков, составляющих, примерно, 30% объема слоя. Кроме того, присутствуют фрагменты известняков, а также рудных корок и конкреций, видимо, более ранней генерации. Отмечена небольшая примесь обломочного эдафогенного материала на резком контакте с перекрывающим слоем. Текстура R-слоя крупнообломочная, микститовая, структура рудного вещества колломорфная, участками тонкослоистая и ажурно-дендритовая.

Выше залегает слой I ("антрацитовый"). Толщина его достигает 5,0–7,5 см. На сколе обладает черным цветом, алмазным блеском, раковистым изломом, иногда с чешуйчатой отдельностью. В строении I слоя выделяется две зоны: I-1 и I-2, имеющие разные текстурно-структурные признаки. Рудное вещество нижней зоны характеризуется тонкоплитчатой текстурой и плоскопараллельной слабоволнистой структурой, а также наличием межслоевых и секущих прожилков карбонатно-фосфатного состава. Кроме того, в отдельных образцах отмечены прослой с пятнисто-дендритовой структурой. Верхняя зона сложена рудным веществом с расплывчатой фе-

стончатой, пятнисто-столбчато-дендритовой текстурой и компактно-слоистой структурой. Интерстиции между рудными столбцами выполнены плотным карбонатно-фосфатным веществом. Контакт между зонами ровный, с постепенными переходами. Рудное вещество I слоя значительно уплотнено и обладает относительно повышенной прочностью.

Выше по разрезу с четким контактом залегает слой II ("пористый"), имеющий толщину 1–4 см, обладающий высокой пористостью и характеризующийся радиально-столбчато-дендритовой текстурой и компактно-слоисто-дендритовой структурой. Оксигидроксида железа и марганца образуют столбцы дендритовидной и лапчатой форм. Плотность их расположения контролирует размеры, форму и объем интерстиций, выполненных слаболитифицированным глинистым или карбонатно-глинистым веществом. Контакт с "антрацитовым" слоем либо резкий, либо с постепенным переходом. Если же зона I-2 отсутствует в разрезе, то "пористый" слой залегает с угловым несогласием.

Залегаящий выше слой III ("буроугольный") имеет с нижележащим постепенный переход. Толщина слоя 1–3 см. Рудное вещество окрашено в черный цвет. Равномерно рассеянный тонкодисперсный окристый материал придает веществу бурый оттенок. Текстура слоя столбчато-дендритовая с многочисленными трещинами усыхания, структура – дендритовидная, ячеисто-сотовая.

"Сухаристый" слой является секущим по отношению ко всем охарактеризованным слоям. Он развивается в торцевой части плит по секущим трещинам и на нижних поверхностях корок, при наличии подмыва и разрушении субстрата, а также на нижних поверхностях ККО. Слой характеризуется невыдержанной толщиной, достигающей 5 см. Он резко выделяется минимальной твердостью, сажисто-черным цветом, ноздреватой текстурой и глобулярной структурой.

Минеральный состав

Основными рудообразующими минералами в I, II и III слоях являются железистый вернадит и марганцевый ферроксицит (определены в судовых условиях на ДРОН-3.0). Гетит нередко выступает в качестве примеси или второстепенного минерала. Из примесей в I слое отмечен 10 \AA – манганит. В целом слои характеризуются такими минеральными ассоциациями: I слой – вернадит-ферроксицит-апатит; II слой – вернадит-ферроксицит-глинистые минералы, комплекс эдафогенных и аутигенных примесей; III слой – вернадит-ферроксицит-кварц. Состав зон I-1 и I-2 практически одинаков. Набор нерудных компонентов также отличается устойчивым постоянством. Чаще всего это кварц, апатит, плагиоклазы, в мень-

Таблица 1. Оценочные параметры залежей КМК гайога Роскомнедра.

| Показатели | Ед.изм. | По рудной залежи в целом | Морфо-фациальные зоны | | | | | |
|--|-------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------|--------------------------|-------------------------------------|---------------------------|-------------------------|
| | | | Залежи верхинных КМК | | Залежи склоновых КМК | | Залежи склоновых КМК | |
| | | | Р ₂ -1В | Р ₂ -2В | Р ₂ -1 скл. | Р ₂ -1 ₂ скл. | Р ₃ -1 скл.* | Р ₃ -2 скл.* |
| Количество профилей ФТП | шт. ** | 17 | 8*** | 6*** | 4*** | 3*** | 1*** | 1*** |
| Количество станций по залежи | ст. | 14 | 6 | 5 | 2 | 1 | - | - |
| Батиметрический интервал оруденения | м | 1300-3000 | 1300-1600 | 1350-1600 | 1500-3000 | 1600-2800 | 1500-3000 | 1500-2600 |
| Субстрат, соотношение типов | % | Базальты-95 Брекчии-5 | Базальты-95 Брекчии-5 | Базальты-100 | Базальты-95 Брекчии-5 | Базальты-100 | Базальты-83 Брекчии-17 | Базальты-100 |
| Мощность корок | от-до | 4,5-12,0 | 4,5-12,0 | 5,0-11,2 | 10,0-11,0 | 6,1 | - | - |
| средняя | см | 8,4 | 7,7 | 7,5 | 10,5 | 6,1 | 8,3 | 8,3 |
| Плотность залегания КМК: | кг/м ² | | | | | | | |
| влажных | от-до | 76,5-238,8 | 76,5-238,8 | 92,5-181,4 | 179,0-204,6 | - | - | - |
| средняя | | 154 | 148 | 135,8 | 191,8 | 103,1 | 147,7 | 147,7 |
| сухих | от-до | 45,6-170,3 | 45,6-170,3 | 58,3-117,5 | 112,9-133,4 | - | - | - |
| средняя | | 100,7 | 101,9 | 90,3 | 123,2 | 57,7 | 90,4 | 90,4 |
| Содержание Со | от-до | 0,47-0,66 | 0,47-0,63 | 0,55-0,66 | 0,49-0,55 | - | - | - |
| среднее | % | 0,56 | 0,57 | 0,62 | 0,52 | 0,52 | 0,52 | 0,52 |
| Содержание Mn | от-до | 16,1-24,2 | 16,1-22,9 | 22,3-24,2 | 16,9-17,4 | 16,4 | - | - |
| среднее | % | 19,5 | 20,8 | 23,6 | 17,2 | 16,4 | 16,8 | 16,8 |
| Содержание Ni | от-до | 0,40-0,63 | 0,42-0,63 | 0,57-0,60 | 0,40-0,46 | - | - | - |
| среднее | % | 0,52 | 0,51 | 0,58 | 0,43 | 0,42 | 0,43 | 0,43 |
| Содержание Со _{усл.} | от-до | 1,30-1,88 | 1,30-1,77 | 1,70-1,86 | 1,39-1,41 | - | - | - |
| Средн-- | % | 1,55 | 1,63 | 1,83 | 1,40 | 1,36 | 1,38 | 1,38 |
| Площадь залежи | км ² | 287,0 | 84,8 | 65,8 | 75,4 | 19,2 | 31,9 | 9,9 |
| Коэффициент рудоносности | | 0,86 | 0,90 | 0,81 | 0,85 | 0,88 | 0,78 | 0,84 |
| Ресурсы руды влажной | млн т | 37,91 | 11,29 | 7,24 | 12,74 | 1,74 | 3,68 | 1,22 |
| Ресурсы руды сухой | млн т | 24,74 | 7,77 | 4,81 | 8,18 | 0,98 | 2,25 | 0,75 |
| Ресурсы Со | тыс.т | 133,37 | 44,32 | 29,84 | 42,54 | 5,07 | 11,70 | 3,90 |
| Ресурсы Ni | тыс.т | 119,74 | 39,65 | 27,92 | 35,17 | 4,10 | 9,68 | 3,22 |
| Ресурсы Mn | млн т | 4,824 | 1,617 | 1,136 | 1,407 | 0,160 | 0,378 | 0,126 |
| Ресурсы Cu | т | 20311 | 5909 | 3273 | 7362 | 946 | 2821**** | 990**** |
| Ресурсы Mo | т | 10097 | 3810 | 2214 | 2781 | 302 | 3241**** | 990**** |
| Ресурсы РЗЭ | т | 28576 | 8786 | 5631 | 10061 | 857 | 1,53**** | 1,53**** |
| Ресурсы Pt | т | 9,68 | 2,64 | 1,49 | 3,44 | 0,58 | 1,25 | 1,25 |
| Средняя продуктивность по Со _{усл.} | кг/м ² | 1,56 | 1,66 | 1,65 | 1,72 | 0,78 | 1,25 | 1,25 |

Примечание. * – параметры оруденения приняты равными средневзвешенным по залежам Р₂-1₁ скл. и Р₂-1₂ скл. ** – фототелевизионное профилирование и др. методы геофизических исследований. *** – количество профилей в контурах залежи. **** – суммарные ресурсы по двум залежкам.

ших количествах – кальцит, смектит, единичные – цеолиты. Реликтовый слой сложен 10 Å и 5 Å – минералами. Вернадит и ферроксигит определены в небольшом объеме. Фосфаты и карбонаты слагают нерудную часть. "Сухаристый" слой характеризуется максимальным количеством 10 Å – манганита, а также повышенным содержанием нерудных минералов: кварца, плагиоклаза, смектита.

Химический состав

КМК гайота Роскомнедра по химическому составу близки коркам других гайотов Магеллановых гор. Они относятся к богатому кобальтовому геохимическому типу, характеризующемуся содержанием кобальта более 0,5%, суммарными содержаниями никеля и меди менее 0,7%, и с учетом утилитарной значимости полезных компонентов принадлежат к кобальто-марганцевому типу руд [1]. Основные рудные компоненты представлены марганцем и железом, доля которых в рудном веществе составляет более 35%. С железом и марганцем тесно связаны ко-

бальт, никель, медь, молибден и другие металлы. Вариации содержаний некоторых рудных элементов в пределах рудного поля гайота приведены в табл. 2.

Наиболее значительные изменения химического состава корок отмечаются в зависимости от глубины океана и угла наклона поверхности дна (табл. 3). Так, в рудах зоны вершинного плато (глубина 1300–1600 м, наклон 0–7°) среднее содержание кобальта на 9%, никеля на 18% и марганца на 21% выше, чем в рудах зоны склонов (глубина 1600–3000 м, наклон 10–40°). Содержание кобальта в вершинных КМК достигает 0,66%, никеля – 0,63%, марганца – 24,2%.

В меньшей степени прослеживается зависимость содержаний главных рудных элементов от типа субстрата корок. Несколько повышенными содержаниями кобальта, никеля и марганца отличаются корки на базальтах. Содержания меди, молибдена, редкоземельных элементов и других попутных компонентов не зависят от типа субстрата.

Проведенные послойные исследования показали значительные отличия составов различных слоев корок. Для "антрацитового" слоя характерны низкие содержания кобальта, марганца и, в некоторой степени, никеля. Содержания кобальта в этом слое часто падают до 0,40%. В то же время, "антрацитовый" слой выделяется высокими содержаниями фосфора. "Пористый" и "буроугольный" слои отличаются повышенными значениями всех главных рудных элементов и низкими – фосфора. Содержание кобальта в них достигает 0,70%. А самые высокие содержания кобальта (до 1,0%) и марганца (до 25,0%) характерны для "сухаристых" корок.

Анализ распределения основных рудных элементов в одно-, двух- и трехслойных корках показывает, что содержания их с увеличением количества слоев уменьшаются. Связано это с тем, что в трехслойных корках преобладает "антрацитовый" слой, характеризующийся низкими содержаниями главных рудных элементов, т.е. разубоживаемостью.

Вариации содержаний рудных элементов в корках в зависимости от их толщины показывают, что максимальные концентрации кобальта, мар-

Таблица 2. Содержание некоторых рудных элементов в корках гайота МЖ-36, %.

| Элементы | Содержание | | |
|-----------------|------------|----------|---------|
| | Минимум | Максимум | Среднее |
| Марганец | 16,4 | 24,2 | 20,9 |
| Кобальт | 0,46 | 0,66 | 0,57 |
| Никель | 0,40 | 0,63 | 0,51 |
| Медь | 0,05 | 0,14 | 0,09 |
| Молибден | 0,031 | 0,068 | 0,043 |
| Вольфрам | 0,005 | 0,013 | 0,010 |
| Мышьяк | 0,003 | 0,034 | 0,024 |
| Сурьма | 0,003 | 0,005 | 0,004 |
| Фосфор | 0,24 | 1,37 | 0,75 |
| Платина* | 0,20 | 0,60 | 0,38 |
| Редкоземельные* | 924 | 1461 | 1140 |
| в том числе: | | | |
| Лантан* | 210 | 331 | 260 |
| Церий* | 444 | 825 | 655 |
| Неодим* | 159 | 260 | 200 |
| Самарий* | 28 | 45 | 34 |
| Европий* | 9 | 76 | 18 |

Примечание. * – 10⁻⁴%.

Таблица 3. Содержание главных рудных элементов в КМК при вариации основных параметров.

| Элементы | Содержание элементов, % | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------------------------|---------|------------------|------|------|----------------------|----------|--------------|---------------------------|-----------|--------------------|------|------|
| | Субстрат | | Количество слоев | | | Характеристика слоев | | | Морфо-фациальные типы КМК | | Мощность корок, см | | |
| | Базальт | Брекчия | 1 | 2 | 3 | Буроугольный | Пористый | Антрацитовый | Вершинные | Склоновые | 3-6 | 6-9 | 9-12 |
| Кобальт | 0,58 | 0,56 | 0,66 | 0,56 | 0,52 | 0,64 | 0,62 | 0,50 | 0,58 | 0,54 | 0,60 | 0,54 | 0,57 |
| Никель | 0,52 | 0,48 | 0,60 | 0,54 | 0,50 | 0,67 | 0,53 | 0,45 | 0,53 | 0,45 | 0,55 | 0,51 | 0,49 |
| Марганец | 21,1 | 20,1 | 22,3 | 20,0 | 19,8 | 22,5 | 22,0 | 18,5 | 21,9 | 18,0 | 22,1 | 20,7 | 20,4 |
| Кобальт условный | 1,66 | 1,57 | 1,82 | 1,59 | 1,54 | 1,80 | 1,74 | 1,45 | 1,70 | 1,46 | 1,73 | 1,60 | 1,61 |

ганца и никеля характерны для корок мощностью 4–6 см. В интервал этих мощностей попадают в основном двухслойные корки с маломощным "антрацитовым" слоем. Каких-либо устойчивых закономерностей в распределении попутных компонентов (Cu, Mo, РЗЭ и Pt) в КМК рудного поля не выявлено.

ВОЗРАСТ КОРОК

И.А. Пуляева [10], изучив кокколитофориды в семи образцах КМК гайота Роскомнедра, выделила этапы формирования рудных слоев. Реликтовый слой накапливался в позднем мелу (кампан – маастрихт) и в позднем палеоцене, I слой – в позднем палеоцене и позднем олигоцене, II слой – раннем миоцене, III слой – плейстоцене.

Таким образом, изучение рудных накоплений гайота Роскомнедра показало, что морфология поверхностного слоя и внутреннее строение КМК, а также физические характеристики и, кроме того, минеральный состав обнаруживают удивительное сходство с корками гайотов Магеллановых гор [3, 9]. Концентрация основных металлов (Co, Mn и Ni) в КМК гайота Роскомнедра несколько выше, чем на Дальморгео [3] и ИОАН [9].

ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Знание горно-геологических условий залегания КМК и оценочные параметры рудной залежи необходимы для проектирования будущего добычного комплекса и отработки рациональной схемы эксплуатации месторождения. Исходя из условий залегания КМК, в пределах рудного поля гайота Роскомнедра выделено шесть залежей с прогнозными ресурсами по категориям P_2 и P_3 . На вершинном плато рудное тело (рис. 4) разделено на две залежи по категории P_2 – (P_2 -1В и P_2 -2В), а в зоне склонов – на две залежи по категории P_2 (P_2 -1_{скл.} и P_2 -1_{2скл.}) и две – по категории P_3 (P_3 -1_{скл.} и P_3 -2_{скл.}).

Залежь P_2 -1В (рис. 4) является наиболее крупной как по площади, так и по количеству ресурсов основных металлов. Морфологически она приурочена к вершинной поверхности юго-западной части гайота. Нижняя граница залежи проведена по бровке гайота, верхняя – по контуру между осадками и коренными породами на вершинной поверхности. В плане залежь имеет причудливую дугообразную конфигурацию из-за того, что верхняя часть ее "изрезана заливами" рыхлых осадков. Внутреннее строение залежи довольно сложное. В южной части ее отмечаются безрудные участки размером более 200 м.

Залежь P_2 -2В (рис. 4) выделена в восточной и северо-восточной частях гайота на вершинном плато. Она вытянута в субмеридиональном направлении лентообразно вдоль бровки гайота на протяжении 20 км при ширине 1–5 км. Как и в залежи P_2 -1В,

верхняя граница проведена по контакту с рыхлыми осадками, нижняя – по бровке гайота. Отличительной чертой руд рассматриваемой залежи является высокое содержание всех главных полезных компонентов.

Как видно из рис. 4, поля развития склоновых КМК характеризуются сплошным покровом корок. Здесь выделено две залежи: P_2 -1_{скл.} и P_2 -1_{2скл.} В юго-западной части расположена залежь P_2 -1_{скл.}, являющаяся наиболее крупной (площадь 75, 4 км²). Она прослеживается в субмеридиональном направлении на 30 км при ширине 1–5 км. Преобладающим типом рельефа здесь являются лавовые плато, для которых характерны уклоны 12–20°. В северной части, вблизи вершинной поверхности – узкая полоса останцового рельефа, высота останцов обычно не превышает 10–12 м. Северная часть залежи приурочена к грядово-бороздовому рельефу с уклоном под самой бровкой вершинной поверхности более 30°. Гряды высотой до 20 м прослеживаются вдоль склона на 1000 м и более. Они разделены желобами, расщелинами и бороздами. Накопления КМК представлены чередованием рудных и безрудных участков различной протяженности. Руды представлены сплошными и дезинтегрированными корками.

Залежь P_2 -1_{2скл.} (рис 4) выделена в юго-восточной части рудного поля гайота. Большая часть ее подстилается лавовыми плато, осложненными отпрепарированными пологосводчатыми холмами интрузий. Уклон лавовых плато варьирует от 7 до 20°. В северной части залежи выделяется полоса, примыкающая к вершинной поверхности, и характеризуется грядово-бороздовым рельефом с уклоном поверхности до 30° и более. Склоны сильно осложнены уступами, обрывами и останцами. Широко развиты участки скопления глыбово-щебнистого материала. Породами субстрата КМК являются базальты лавовых потоков и интрузивные долериты. Борозды и желоба заполнены осадками.

Залежи P_3 -1_{скл.} и P_3 -2_{скл.} выделены по данным ФТП на северо-восточном и восточном отрогах гайота (рис. 4). Уклон поверхности не превышает 20°. Как и на других участках склонов, здесь рельеф осложнен уступами, останцами. Незначительную площадь обеих залежей занимают участки развития грядово-бороздового рельефа. КМК залегают на лавовых плато, характеризующихся волнисто-бугристым рельефом. Сплошность залегания рудных образований колеблется в широких пределах. Коренные породы представлены базальтами и незначительным количеством брекчий. Их параметры оруденения определены как средние по оценочным залежам склоновых P_2 -1_{скл.} и P_2 -1_{2скл.}

Оценочные параметры всех перечисленных залежей приведены в табл. 1.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗ

С целью наращивания ресурсного потенциала КМК в Международном районе морского дна (МРМД) в интересах России, были продолжены поисковые работы на юго-восточном окончании рудного поля Магеллановых гор – гайоте Роскомнедра (рис. 1). Примененный при детальных поисках комплекс геолого-геофизических методов позволил с высокой степенью достоверности изучить гайот Роскомнедра (рис. 2, 3). В геологическом плане гайот отличается от основной части подводных сооружений рудного поля Магеллановых гор отсутствием рифогенных известняков. Среди пород, слагающих вулканическую постройку, подавляющим распространением пользуются базальты лавовых потоков, пронизанные интрузивными телами и дайками, а также вулканомиктовые брекчии с карбонатным заполняющим материалом и, кроме того, планктоногенные известняки и илы (рис. 2).

Практически все ресурсы руд, особенно на вершинной поверхности, сосредоточены в корках, субстратом которых являются базальты (95%) и брекчии (5%). Проведенными геолого-геофизическими работами дана оценка прогнозных ресурсов КМК, основных и попутных компонентов рудной залежи гайота Роскомнедра, локализованных в батиметрическом интервале 1300–1600 м, приведенная в табл. 4. Согласно параметрам оценочных кондиций (табл. 5) установленные ресурсы, как в целом по рудной залежи гайота, так и, особенно, локализованные в батиметрическом интервале оруденения – 1300–1600 м, могут быть востребованы на начальном этапе опытно-эксплуатационных работ.

Сравнительный анализ оценочных параметров КМК вершинных поверхностей гайотов Даль-

моргео, ИОАН и Роскомнедра Магеллановых гор (табл. 5) позволяет сделать ряд выводов, свидетельствующих об экономико-эксплуатационных приоритетах рудной залежи гайота Роскомнедра. Это подтверждают:

Наиболее экономичный, с точки зрения глубины локализации рудной залежи, батиметрический интервал – 1300–1600 м.

Однородность геологического строения рудной залежи и высокий коэффициент рудоносности.

Благоприятные горно-геологические условия залегания рудной залежи в вершинной поверхности с углом наклона до 7°.

Достаточные ресурсы сухой руды (12,5 млн т) для этапа опытно-эксплуатационных работ, обеспечивающих добычное предприятие на 20 лет при производительности 0,5 млн т/год и более высокие оценочные параметры в сравнении с гайотами Дальморгео и ИОАН.

Весьма низкая концентрация вредных примесей (фтор, фосфор и др.) и шлакообразующих компонентов, влияющих на технологию и экономику металлургической переработки руд.

Анализ площадного распространения основных оценочных параметров по рудным залежам КМК гайотов поля Магеллановых гор подчиняется зональности, индикатором которой является устойчивое возрастание основных оценочных параметров с северо-запада на юго-восток, и контролируется морфоструктурой сводово-глыбового поднятия Магеллановых гор и структурно-геологическими особенностями гайотов в юго-западной оконечности структуры. Этот вывод согласуется с результатом анализа карт распределения Mn-корок в Тихом океане [24], где отмечена область высоких concentra-

Таблица 4. Рекомендуемые параметры оценочных кондиций на КМК для нормализованных условий при производительности эксплуатационного предприятия 0,25–1,0 млн т/год.

| Параметры оценочных кондиций | Ед. изм. | Показатели |
|--|-------------------|------------|
| Основные | | |
| Минимальная промышленная плотность залегания сухих КМК | кг/м ² | 55,0 |
| Минимальное промышленное содержание кобальта условного | % | 1,50 |
| Минимальная промышленная продуктивность КМК по кобальту условному | кг/м ² | 0,825 |
| Вспомогательные | | |
| Минимальное промышленное содержание кобальта | % | 0,50 |
| Переводные коэффициенты для приведения содержаний никеля и марганца к содержанию кобальта: | | |
| никель | Доли ед. | 0,21 |
| марганец | » | 0,046 |
| кобальт | » | 1,0 |
| Минимальный коэффициент рудоносности | » | 0,5 |
| Обеспеченность эксплуатационного предприятия ресурсами КМК | лет | 20 |

Таблица 5. Оценочные параметры КМК вершинных поверхностей гайотов Магеллановых гор.

| Показатели | Ед. изм. | Проект России | | |
|--|-------------------|------------------------------|----------------------|-------------|
| | | Гайоты поля Магеллановых гор | | |
| | | Дальморгео | ИОАН | Роскомнедра |
| Тип субстрата | | Базальты, известняки | Базальты, известняки | Базальты |
| Батиметрический интервал оруденения | м | 1400–2000 | 1400–2000 | 1300–1600 |
| Площадь рудной залежи с учетом коэффициента рудоносности КМК | км ² | 107,7 | 382,5 | 129,8 |
| Мощность КМК | см | 6,4 | 8,3 | 7,7 |
| Плотность залегания сухих КМК | кг/м ² | 77,0 | 94,6 | 96,1 |
| Ресурсы сухой руды | млн т | 8,355 | 36,30 | 12,5 |
| Содержание в руде: | | | | |
| кобальт | % | 0,56 | 0,54 | 0,595 |
| марганец | % | 20,7 | 22,0 | 22,5 |
| никель | % | 0,45 | 0,48 | 0,54 |
| кобальт условный | % | 1,61 | 1,64 | 1,73 |
| Прогнозные ресурсы металлов: | | | | |
| кобальт | тыс. т | 46,93 | 195,79 | 74,16 |
| марганец | тыс. т | 1733,6 | 17951 | 2753 |
| никель | тыс. т | 37,04 | 174,37 | 67,57 |
| Продуктивность КМК по Со _{усл.} | кг/м ² | 1,25 | 1,55 | 1,65 |
| Коэффициент рудоносности | % | 0,69 | 0,80 | 0,86 |

ций кобальта, располагающаяся юго-восточнее Магеллановых гор.

Все это позволяет сделать вывод о необходимости продолжить поисковые работы на юго-восточном фланге Магеллановых гор на гайотах МЖ-37, МЖ-38, ресурсы кобальтомарганцевой руды по которым могут составить порядка 50 млн т, а также в северной оконечности Маршалловых островов, находящихся в МРМД с прогнозными ресурсами руды 79 млн т.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
2. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ред.: Говоров И.Н., Батурин Г.Н. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Задорнов М.М., Хершберг Л.Б., Школьник Э.Л. и др. О перспективах освоения месторождений кобальт-марганцевых корок и фосфоритов Западной Пацифики // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 87–92.
5. Кобальтомарганцевые корки Мирового океана: (Методические документы) / Ред.: Мирчинк И.М., Андреев С.И. и др. Петропавловск-Камчатский, 1994. 167 с.
6. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
7. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
8. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В. Геологическое строение и полезные ископае-

мые гайота Батиса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 23–40.

9. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. № 5. С. 4–20.
10. Пуляева И.А. Этапы формирования железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Геленджик, 1999. 23 с.
11. Разломообразование в литосфере (зоны сдвига) / Ред. Логачев Н.А. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
12. Рудные корки подводных поднятий Мирового океана / Ред.: Кругляков В.В. // Геленджик: Роскомнедра, ЦГГЭ, 1993. 127 с.
13. Сеницын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
14. Техничко-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальтомарганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы (с проектом оценочных кондиций) / Ред.: Глумов И.Ф., Мирчинк И.М. Петропавловск-Камчатский: Камчат. фил. АО "Дальморгеология", 1994. 89 с.
15. Углов В.Д., Былинский Е.Н. Перспективы освоения минерально-сырьевого потенциала твердых полезных ископаемых дна Мирового океана в интересах России // Отеч. геология. 1999. № 1. С. 48–54.
16. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
17. Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Юринцев М.М. и др. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике // Тихоокеан. геология. 1999. №1. С.115–117.

18. Frank D.J., Meylan M.A., Craig J.D., Glasby G.P. Ferromanganese deposits of the Hawaiian Archipelago// Hawaii Inst. Geoph. Report HIG-76-14. 1976. 71 p.
19. Halbach P., Manheim F.T., Otten P. Co-rich ferromanganese deposits in the marginal seamount regions of the Central Pacific Basin – results of the Midpac' 81 // Erzmetall, 1982. Bd.35. H. 9. S. 447–453.
20. Halbach P., Manheim F.T. Potential of cobalt and other metals in ferromanganese crusts on seamounts of the Central Pacific Basin // Mar. Mining. 1984. N 4. P. 319–346.
21. International Stratigraphic Chart // International Union of Geological Sciences, UNESCO, 2000.
22. Mangini A., Halbach P., Puteanus D., Segl M. Chemistry and growth history of central Pacific Mn-crusts and their economic importance/ Marine Minerals, Advances and Resource Assessment // Dordrecht, Holland, D.Reidel, 1987. P. 205–220.
23. Manheim F.T. Marine cobalt resources // Science. 1986. V. 232. P. 600–608.
24. Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M. Chemical composition of ferromanganese crusts in the World Ocean: a review and comprehensive data base/ Co-rich manganese crust // Tokai. Univer. Press. 1990. P.120–121.
25. Ritchey J.L. Assessment of cobalt-rich manganese crust resources on Horizon and S.P.Lee Guyots, U.S. EEZ // Mar. Mining. 1987. V. 6. P. 231–243.
26. Vonderhaar D.L., McMurtry G.M. A geochemical interpretation of two ferromanganese crusts from Schumann Seamount in the Hawaiian Archipelago/ Co-rich manganese crust // Tokai. Univer. Press. 1990. P. 114–119.

Поступила в редакцию 16 апреля 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

L.B. Hershberg, E.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, V.A. Polinovskiy, M.M. Yurinetz, and V.P. Utkin

Geological peculiarities and ore deposits of the Roskomnedra Guyot, the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)

The paper first presents the results of the geological and geophysical study and considers the peculiarities of geological structure and ore content in the Roskomnedra (MG-36) Guyot, which is part of the southeastern termination of the Magellan Seamounts. The guyot consists of basalts (95%) and breccias (5%) which are covered by cobalt-rich manganese crusts (CMC). Resources of dry crust ores in the bathymetric interval of 1300-1600m are 12,5 million tons. These resources can provide the mining exploitation during 20 years due to uniformity of geological structure of the ore beds and high ore-bearing coefficient (0,86); ore bed inclinations on the guyot are less than 7°, high parameters of economic value (Co-0,595%, Co_{approx.} – 1,73%, CMC productivity by Co_{approx.} – 1,65 kg/m², and coefficient of ore content - 0,86), as compared with the Dalmorgeo and IOAN guyots, and the lowest content of deleterious admixtures and slag-forming components.

**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ БАНК
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО НЕФТИ И ГАЗУ (МОДЕЛЬ
РЕАЛИЗАЦИИ)**

***В.И. Исаев, А.А. Юрчук, Н.В. Шпакова, С.И. Войкова, О.С. Исаева,
В.В. Соколова***

ГП Дальинформгеоцентр, г. Южно-Сахалинск

В ГП «Дальинформгеоцентр» реализуется концептуальная модель Государственного банка геолого-геофизических данных Дальневосточного нефтегазового региона. Особенности разработки информационной и логической структуры заключаются в интегрировании представлений разных категорий пользователей нефтяной геологии, в использовании стандартов Государственного банка цифровой геологической информации (ГБЦГИ), промышленных реляционных Систем управления базами данных (СУБД) и ГИС-систем, в привлечении специализированной норвежской системы Petrobank для загрузки-выгрузки первичных геофизических данных сахалинских шельфовых проектов, в этапности ("очередности") подготовки БД к эксплуатации.

Подготовлены к эксплуатации интегрированные цифровые пакеты по отдельным осадочным бассейнам в варианте несетевого графического интерфейса пользователя с использованием общедоступных программно-технических средств. Ближайшие перспективы развития банка данных заключаются в создании клиент-серверной технологии в режиме удаленного доступа внешнего клиента.

Ключевые слова: автоматизированные системы, банк геолого-геофизических данных, моделирование, нефть, газ, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

С конца прошлого столетия информация становится таким же основным ресурсом, как материалы и энергия, а эффективность промышленной эксплуатации информационных ресурсов (ИР) во все большей степени определяет экономическую мощь страны в целом. По аналогии с минеральными ресурсами, *активными* ИР является только та их часть, которую составляет информация, доступная для *автоматизированного* поиска, хранения и обработки [2].

В природно-ресурсном комплексе России, в нефтяной отрасли проектирование корпоративных региональных систем баз данных (банков данных) – систем централизованного хранения и коллективного использования ИР – становится одним из перспективных направлений работ по информатизации [8, 13, 18].

Проектирование, формирование и ведение регионального банка цифровой геологической информации на углеводородное сырье – сложная и далеко еще не решенная научно-техническая проблема. С точки зрения предметной области, здесь мы имеем дело со сложной многоуровневой иерархией геологических объектов (от осадочного бассейна до петрографического шлифа и фракции пробы флюида), с трудно обозримым спектром методов (технологий) полевых, скважинных и лабораторных работ (от

сейсморазведки до биостратиграфических анализов), причем диапазон источников получения геолого-геофизических данных варьирует от регионально-оценочных работ до эксплуатации месторождений, а ретроспектива может составлять 60–70 лет.

С точки зрения технической реализации, привлечение для создания регионального банка зарубежных приложений, таких как PetroVision, Open Explorer и др., представляется далеко не бесспорным и не самым эффективным решением проблемы. Дело в том, что импортные приложения эффективны только для новейших данных, полученных с использованием импортных технологий. "Подгонка" всей ретроспективы данных под международные стандарты (POSC) или невозможна, или требует больших временных и финансовых затрат. Это приемлемо только для данных, имеющих очень высокую коммерческую перспективу. Кроме того, импортные *специализированные* банки данных и последующее фирменное сопровождение программно-технических средств (ПТС) дорогостоящи. Перенос на российскую землю зарубежных разработок в отрыве от технологий получения информации в итоге оказывается пустой тратой огромных средств [18].

Из отечественных технических решений проблемы создания регионального банка данных на нефть и газ, имеющих единую концепцию построе-

ния банка и использующих *промышленную* программно-аппаратную платформу, следует отметить разработки ЦГЭ Минтопэнерго [18] и ЗапСибГео-НАЦ МПР [15].

В проекте ЦГЭ банка по нефтяным и нефтегазовым месторождениям [18] модели данных и технологии разработаны, в основном, для так называемых массивных данных – первичных материалов сейсморазведки и каротажа. Такая приоритетность была обусловлена первоочередными заказами потенциальных пользователей. Параллельно в ЦГЭ уделяется большое внимание разработке прикладных технологий – методов динамической визуализации многомерных многопараметрических пространств (DV). В тюменском региональном банке [14], напротив, технологии визуализации данных сейсморазведки и каротажа отделены и отнесены к функциям соответствующих специализированных обрабатывающих систем (GEOVECTEUR+, Schlumberger), а пространственные данные – структурные карты (карты изохрон) по объектам сейсморазведки – представлены вычисленными значениями в узлах измерений.

В [5] изложены результаты концептуального проектирования [11] Дальневосточного регионального банка на нефть и газ (по состоянию на 1997 год), выполняемого в Дальинформгеоцентре МПР. В настоящей статье изложены результаты проектирования реализации и некоторые результаты физического проектирования [12].

Настоящие работы по проектированию банка данных выполняются в крайне сложный и противоречивый период, переживаемый геологической отраслью России. Уровень информатизации в геологии достиг критического значения, требующего перехода на *промышленную* эксплуатацию ИР на основе автоматизированных систем – баз данных. Для этого появились и необходимые технические средства – промышленные реляционные СУБД и ГИС [7]. Следовало бы ожидать дополнительных крупных государственных инвестиций в это направление работ, так как известно, что в странах с развитой экономикой материальные затраты на хранение, передачу и переработку информации превышают расходы на энергетику [2].

В России создание Государственного банка цифровой геологической информации (ГБЦГИ) определено одним из приоритетных направлений.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО БАНКА ДАННЫХ

Интегрирование представлений. Информационная структура банка данных должна удовлетворять в *возможно* полной мере потребности всех потенциальных пользователей. Поскольку банк данных имеет статус государственного, то его содержа-

ние должно удовлетворять весь спектр возможных пользователей, начиная от специалистов отраслевых и академических НИИ и заканчивая специалистами, формирующими пакеты геологической информации к лицензионному конкурсу. Принятая номенклатура цифровых ИР банка данных приведена в таблице 1. Вопрос адекватности, точности и полноты интеграции представлений осложняется тем, что адекватность является функцией времени. Главная роль в выявлении и разрешении конфликтов возлагается на проектировщика информационной структуры [17].

Наш банк данных имеет не только общее значение для управления фондом недр в условиях региона, когда применяется принцип полистной географической разбивки [13]. Он является специализированным на нефть и газ. Поэтому исходная структуризация информации осуществлена по нефтегазовым осадочным бассейнам (НГБ), являющимся, как правило, тектоническими элементами 2-1 порядка – целостными, достаточно автономными и долгоживущими системами тектогенеза и литогенеза, генерации и накопления УВ [6].

На рис. 1 приведена обзорная карта размещения НГБ Дальневосточного нефтегазового региона.

Длительный и дорогостоящий процесс накопления информации в компьютерных базах организуется в зависимости от наличия собственно ИР и от наличия целевого финансирования работ. Первоочередными для включения в процесс обработки НГБ являются впадины и прогибы о. Сахалин, изучение которых в какой-то степени обеспечено финансированием из 2-х источников – КПр по Сахалинской области и ГлавНИВЦ. Остальные НГБ отнесены к объектам второй очереди, финансируемым, как правило, только через ГлавНИВЦ.

В свою очередь, в пределах НГБ последовательность создания цифровых ИР, приведенная в таблице 1, определяется приоритетами КПр и объемами финансирования. Так, на 2001 год цифровые базы данных в объеме “2-ой очереди” созданы для Лунского, Набильского, Нышско-Тымского и Пограничного НГБ, в объеме “1-ой очереди” – для Анивского, Макаровского, Западно-Сахалинского НГБ. “3-ая очередь” будет формироваться, начиная с 2002 года.

Реструктурирование, реформатирование, конвертирование данных. Ориентация на реляционные СУБД, которые являются лучшими по критерию легкости использования [16], позволила применить “восходящую методику проектирования”. На начальном этапе работ можно было сосредоточиться на менее сложном – на создании отдельных реляционных таблиц данных, которые должны храниться в базе. А затем при формировании единой глобальной

Таблица 1. Номенклатура цифровых информационных ресурсов (ИР) и очередность их создания по нефтегазоносному осадочному бассейну (НГБ).

| NN п/п | Компьютерная форма и наименование ИР | "0-я очередь" (цифровой пакет) | "1-я очередь" (стандартный интегрирован ый цифровой пакет) | "2-я очередь" (расширенный интегрирован ый цифровой пакет) | "3-я очередь" (полный интегрирован ый цифровой пакет) |
|-----------|---|--------------------------------------|--|--|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1. | Картографические материалы | | | | |
| 1.1. | ЦК размещения осадочных бассейнов 1:1 000 000– 1:5 000 000 | | + | + | + |
| 1.2. | ЦК расположения глубоких скважин НГБ 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.3. | ЦК изученности "Сейсморазведка. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.4. | ЦК изученности "Сейсморазведка. Схема профилей" 1:200 000 | | | + | + |
| 1.5. | ЦК изученности "Электроразведка. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.6. | ЦК изученности «Электроразведка. Схема профилей" 1:200 000 | | | | + |
| 1.7. | ЦК изученности "Гравиразведка. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.8. | ЦК изученности Магниторазведка. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.9. | ЦК изученности "Региональные геолого-съёмочные работы. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.10 | ЦК изученности "Структурно-поисковые работы. Контурь" 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.11 | ЦК размещения месторождений и перспективных объектов 1:200 000 | | + | + | + |
| 1.12 | ЦК по сейсмогоризонтам объектов ГРП 1:25 000-1:50 000 | | | + | + |
| 1.13 | ЦР сейсмогеологические объектов ГРП 1:10 000 - 1:20 000 | | | + | + |
| 1.14 | ЦР сейсмические временные объектов ГРП 1:5 000 - 1:25 000 | | | + | + |
| 1.15 | ЦК по геоэлектрическим горизонтам объектов ГРП 1:50 000 - 1:100 000 | | | | + |
| 1.16 | ЦР геоэлектрические объектов ГРП 1:25 000-1:50 000 | | | | + |
| 1.17 | ЦК гравитационного поля объектов ГРП 1:25 000 – 1:100 000 | | | | + |
| 1.18 | ЦК магнитного поля объектов ГРП 1:50 000-1:100 000 | | | | + |
| 2. | Фактографические материалы глубоких скважин | | | | |
| 2.1. | БмД испытаний, опробования, анализов флюидов и керна, коллекций микрофауны керна | | + | + | + |
| 2.2 | БД испытаний, опробования, анализов флюидов и керна, палеонтологических и петрографических коллекций керна. | | | + | + |
| 3. | Материалы каротажа глубоких скважин | | | | |
| 3.1 | БД параметрических данных | + | + | + | + |
| 3.2 | БД кривых методов ГИС | + | + | + | + |
| 4. | Материалы сейсморазведки | | | | |
| 4.1 | БД параметрической информации | + | + | + | + |
| 4.2 | БД сейсмозаписей | + | + | + | + |

Примечание: ЦК – цифровая карта; ЦР – цифровой разрез; БмД – база метаданных; БД – база данных.

информационной структуры дополнять (исключать) элементы данных и связи.

Так как номенклатура задействованных ПТС (табл. 2) определялась не только целевой проблемной установкой, но и финансовыми возможностями, то физическая структура фактографических данных реформатируется дважды: Excel → Access → Oracle.

Глобальное конвертирование данных происходит при загрузке реляционных таблиц в Oracle, интеграции всех данных по всем НГБ в единую систему и организации клиент-серверной технологии. Последнее приурочивается к завершению работ “2-ой очереди” – к концу 2001 года.

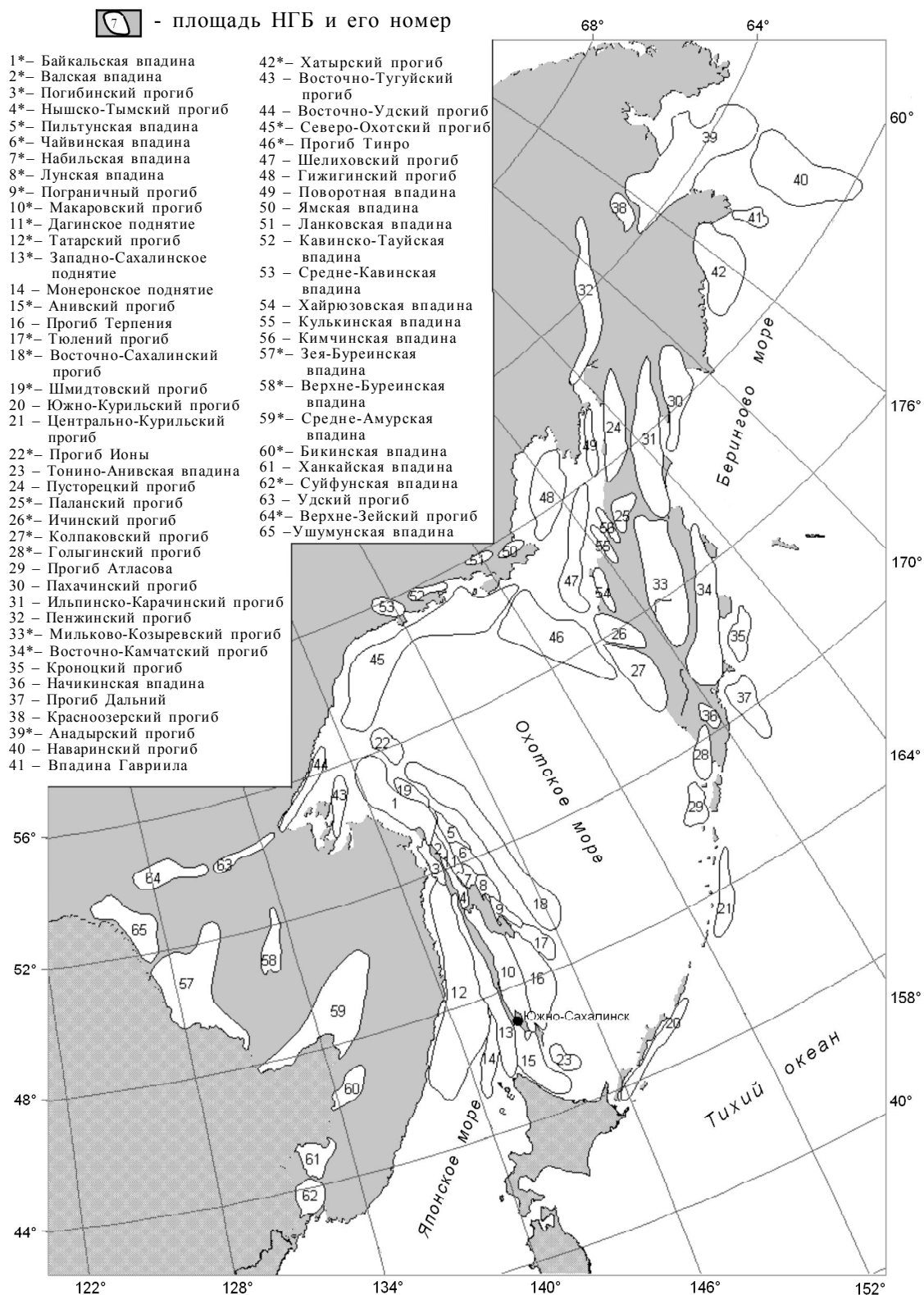


Рис. 1. Обзорная карта размещения осадочных бассейнов Дальневосточного нефтегазового региона.

* – наличие в региональном банке данных Дальинформгеоцентра (г. Южно-Сахалинск) материалов сейсмозвездки, каротажа, лабораторной аналитики пластовых флюидов и керна глубоких скважин.

Запросы пользователей и навигация. Учитывая широкий диапазон возможных пользователей банка данных и едва ли обозримый спектр возможных запросов, вряд ли имеет смысл обсуждать создание библиотеки стандартных запросов и генерации отчетов. Актуальной задачей является обеспечение возможности незапланированного (непредсказуемого [9], уникального) запроса, точная спецификация которого заранее не известна. Используя реляционные СУБД, нет необходимости предсказывать все пути доступа. Пользователь получает возможность обработки с клиентского места произвольных запросов, используя высокоуровневые средства манипулирования данными, которые встроены в СУБД Oracle, Access и ГИС ArcView.

В качестве средств навигации [16] в распоряжение пользователя предлагается электронная логическая структура базы (например, рис. 2) и автоматизированный словарь данных – каталог всех типов дан-

ных в базе данных. Этот каталог включает для каждого типа его полное и сокращенное определение, единицы размерности и формат, принадлежность к реляционной таблице или картографическому покрытию. Так, словарь данных по НГБ включает порядка 350 типов объектов-отношений и порядка 3500 типов признаков-атрибутов.

Загрузка и обновление данных. Стандарты. В качестве средств оцифровки и загрузки картографических материалов используются ГИС-технологии, заложенные в программах ArcInfo и ArcView. В качестве средств оцифровки и загрузки фактографических материалов используются электронные формы, разработанные в Access. Перечень данных и форматы ввода согласованы с методическими указаниями по ГБЦГИ [1] и оформлены в виде инструкций и требований. Этим инструкциям и требованиям придан статус стандартов банка данных. Соблюдение этих стандартов при накоплении неинтегрированной ин-

Таблица 2. Номенклатура программно-технических средств (ПТС), задействованных при проектировании и эксплуатации «очереди» системы баз данных по НГБ.

| NN п/п | Наименование ПТС | "0-я очередь" | «1-я очередь" | «2-я очередь" | «3-я очередь" |
|-----------|--|------------------|------------------|------------------|------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Системы управления базами данных (СУБД) | | | | |
| 1.1 | Microsoft Access 97 | | + | + | |
| 1.2 | "GisDB" (разработка "НордСофт") | | + | + | + |
| 1.3 | Oracle 7 | | | + | + |
| 1.4 | ArcInfo | | + | + | + |
| 1.5 | ArcView | | + | + | + |
| 2 | Программные средства для создания запросов пользователей | | | | |
| 2.1 | SQL*Plus (для запросов к данным хранящимся в Oracle) | | | + | + |
| 2.2 | Конструктор запросов (встроенный в MS Access 97) | | + | + | + |
| 2.3 | Конструктор запросов (встроенный в ArcView) | | + | + | + |
| 3 | Программные средства, задействованные при создании цифровых данных картографических и фактографических материалов | | | | |
| 3.1 | GeoDraw (картографические данные) | | + | + | + |
| 3.2 | EasyTrace (картографические данные) | | | + | + |
| 3.3 | ArcInfo (картографические данные) | | + | + | + |
| 3.4 | ArcView (картографические данные) | | + | + | + |
| 3.5 | Microsoft Excel | + | + | | |
| 3.6 | Microsoft Access 97 | | + | + | + |
| 3.7 | Internet Explorer (фактографические данные) | | | + | + |
| 4 | Программные средства, задействованные при создании цифровых данных каротажа глубоких скважин | | | | |
| 4.1 | Комплекс оцифровки каротажных материалов ScanDigit (ГлавНИВЦ) | | + | | |
| 4.2 | LogDigitizing модуля LOG | + | + | + | |
| 4.3 | Программа конвертации Data Conversion | + | + | + | |
| 4.4 | EUROLOG | | | + | + |

Окончание таблицы 2.

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------|---|---|---|---|---|
| 5. | Программные средства, задействованные при создании цифровых данных первичных материалов сейсморазведки | | | | |
| 5.1 | Система архивации AR-COPY (ГлавНИВЦ) | + | + | + | |
| 5.2 | ProMax 7.2 | | | + | + |
| 5.3 | PetroBank MDS | | | + | + |
| 6 | Операционные системы | | | | |
| 6.1 | UNIX | | + | + | + |
| 6.2 | Solaris 2.5 | | + | + | + |
| 6.3 | Windows 3.x | + | + | | |
| 6.4 | Windows 9x, NT 4.0 | | + | + | + |
| 6.5 | Exceed 6 | | | + | + |
| 7 | Технические средства общего назначения | | | | |
| 7.1 | Рабочие станции Sun SparctStation 5; 20 | | + | + | + |
| 7.2 | Сервер Sun Enterprise 250 | | | + | + |
| 7.3 | Файл-сервер P-II 350/256 RAM/26 Гб | | | + | + |
| 7.4 | Сетевое оборудование: витая пара 10,100 Мбит/с; HUB Complex; Switch NetGear | | | + | + |
| 7.5 | Сканеры: UMAX Mirage Iise(A3), TruScan TITAN Atlas (A0) | | | + | + |
| 8 | Технические средства для работы с картографическими и фактографическими данными | | | | |
| 8.1 | PC 386; PC 486 | + | + | | |
| 8.2 | Pentium 166 MMX | | + | + | |
| 8.3 | AMD K-6 400 | | | + | + |
| 8.4 | P-III 800 | | | + | + |
| 8.5 | Дигитайзер Summagrid IV | | + | | |
| 8.6 | Плоттер CCP TechJET | | + | + | + |
| 9 | Технические средства для создания цифровых данных каротажа глубоких скважин | | | | |
| 9.1 | PC 386 | + | + | | |
| 9.2 | AMD K-6/400 | | | + | + |
| 9.3 | Ручной сканер NISCAN Page | | + | | |
| 9.4 | Дигитайзер «The Rat and DIGITIZING RULER» | + | + | + | |
| 9.5 | Сканер SPECTRA 1200 | | | + | + |
| 9.6 | Магнитофон DDS-3 | | | + | + |
| 10 | Технические средства для создания цифровых данных сейсморазведки | | | | |
| 10.1 | PC 486 | + | + | + | |
| 10.2 | AMD K-6/233 | | | + | + |
| 10.3 | IBM RS6000 модель 150 | | | + | + |
| 10.4 | IBM RS6000 модель H70 | | | + | + |
| 10.5 | НМЛ СМ-5309 | + | + | + | |
| 10.6 | Магнитофоны EXABYTE-8505 (5 Mb) | + | + | + | |
| 10.7 | Магнитофоны EXABYTE (20 Mb) | | | + | + |
| 10.8 | Магнитофоны IBM 3590; 3480 | | | + | + |

формации в цифровых архивах является обязательным, включая применение принудительных мер [17]. Проводится систематическая ревизия всех программ и файлов и отбраковка в случае несоответствия стандартам банка данных.

Метаданные. Целостность и защита данных.

Когда объемы информации в базе данных велики, пользователь должен иметь возможность анализировать и контролировать состояние базы, используя процедуру просмотра сводной информации по большим группам данных. Сбор и ведение точной и полной информации о данных (метаданные [17]) реализуется созданием и ведением баз метаданных (БмД). Причем, в нашем банке большая часть информации БмД формируется автоматически путем алгебраических и логических вычислений на основе текущего состояния реляционных таблиц данных.

Свойство целостности базы данных, определяемое условием допустимости диапазонов значений данных при всех манипуляциях с базой данных, обеспечивается автоматическим контролем допустимых диапазонов при вводе данных через электронные формы, а также при математическом формировании метаданных.

Применение реляционных СУБД предоставляет широкие возможности по защите данных от несанкционированного доступа. Практически для каждого объекта-отношения можно задать условие правомочности доступа с помощью оператора регистрации прав доступа [10] или в простейшей форме в целом для базы данных – с помощью матрицы прав доступа. В нашем банке предусматривается создание реестра пользователей (для базы данных в Oracle) и предоставленных им привилегий как для работы локальной сети внутренних пользователей, так и для режима удаленного доступа внешних клиентов. Более сложным является вопрос администрирования по отношению к картографическим покрытиям.

Специализированная система Petrobank. Начиная с 2000 года, МПР формирует список важнейших геологических объектов РФ, первичная информация ГРП по которым должна быть подготовлена в первоочередном порядке к эксплуатации в составе ГБЦГИ. В таблице 3 приведен перечень ИР по названным объектам, входящим по приказу МПР от 26.01.2001 в сферу информационной ответственности Дальинформгеоцентра.

Колоссальный объем этой информации (более 30 Тбайт) представлен данными морской сейсморазведки и каротажа морских скважин, полученными с использованием импортных технологий. Учитывая конфиденциальность данных международных шельфовых проектов и их исключительную коммерческую ценность, по инициативе

В. З. Гарипова и П.В. Садовника была разработана и утверждена МПР и МинТопЭнерго специальная программа (Исаев, Паровышний, 2000) технического перевооружения Дальинформгеоцентра на период с 2000 по 2005 гг. Программой предусмотрено формирование и ведение регионального банка сейсморазведки 2Д, 3Д и промысловой геофизики на основе технологии *специализированного норвежского "Петробанка"* компании PGS ASA.

В системе Петробанка существуют две логические базы данных: Индексная База Данных (реализована в Oracle) и Массовое Хранилище Данных (программное обеспечение ADSM – просуммированная сейсморазведка, PBTS – полевая, предсуммированная сейсморазведка, RECALL – промысловая геофизика), включающее “форматы рабочих станций” и архивные данные. В Индексной Базе Данных хранятся параметрические материалы сейсморазведки, каротажа и метаданные – справочная информация по объектам архивных данных. В качестве среды для графического интерфейса используется модуль Surf&Connect, реализованный на базе ArcView ГИС. Массовое Хранилище Данных размещено на картриджах IBM 3590, загрузка-выгрузка данных осуществляется с помощью роботизированной библиотеки.

Petrobank MDS является продуктом, скомпонованным из различных продуктов третьих сторон, однако для пользователя он предстает как единая интегрированная система, доступ к которой осуществляется посредством единого оконного интерфейса. Множество степеней защиты гарантируют от несанкционированного доступа к данным. Петробанк отвечает растущим потребностям в архивах качественных и достоверных геолого-геофизических данных. Общая стоимость ПТС и оборудования Петробанка по спецификациям составляет порядка 1,3 млн долл.

В 2001 году осуществлена поставка в Дальинформгеоцентр, инсталляция ПТС Petrobank MDS (табл. 2), первоначальное обучение и пробная загрузка-выгрузка данных сейсморазведки и каротажа. Первый опыт показал, что система Petrobank ориентирована в большей степени на данные морской сейсморазведки и каротажа. Загрузка-выгрузка *ретроспективных* материалов *суши* оказывается существенно более сложным и дорогостоящим процессом (устаревшие форматы, плохая сохранность, слабая идентификация и т.п.). Перед загрузкой таких данных в Петробанк необходим ремастеринг.

Эксплуатационная готовность ИР. Дождаться завершения компьютеризации всей номенклатуры ИР по отдельному НГБ, а тем более по всем НГБ, а только потом предоставить возможность их эксплуатации – непозволительно и бессмысленно. Поэтому

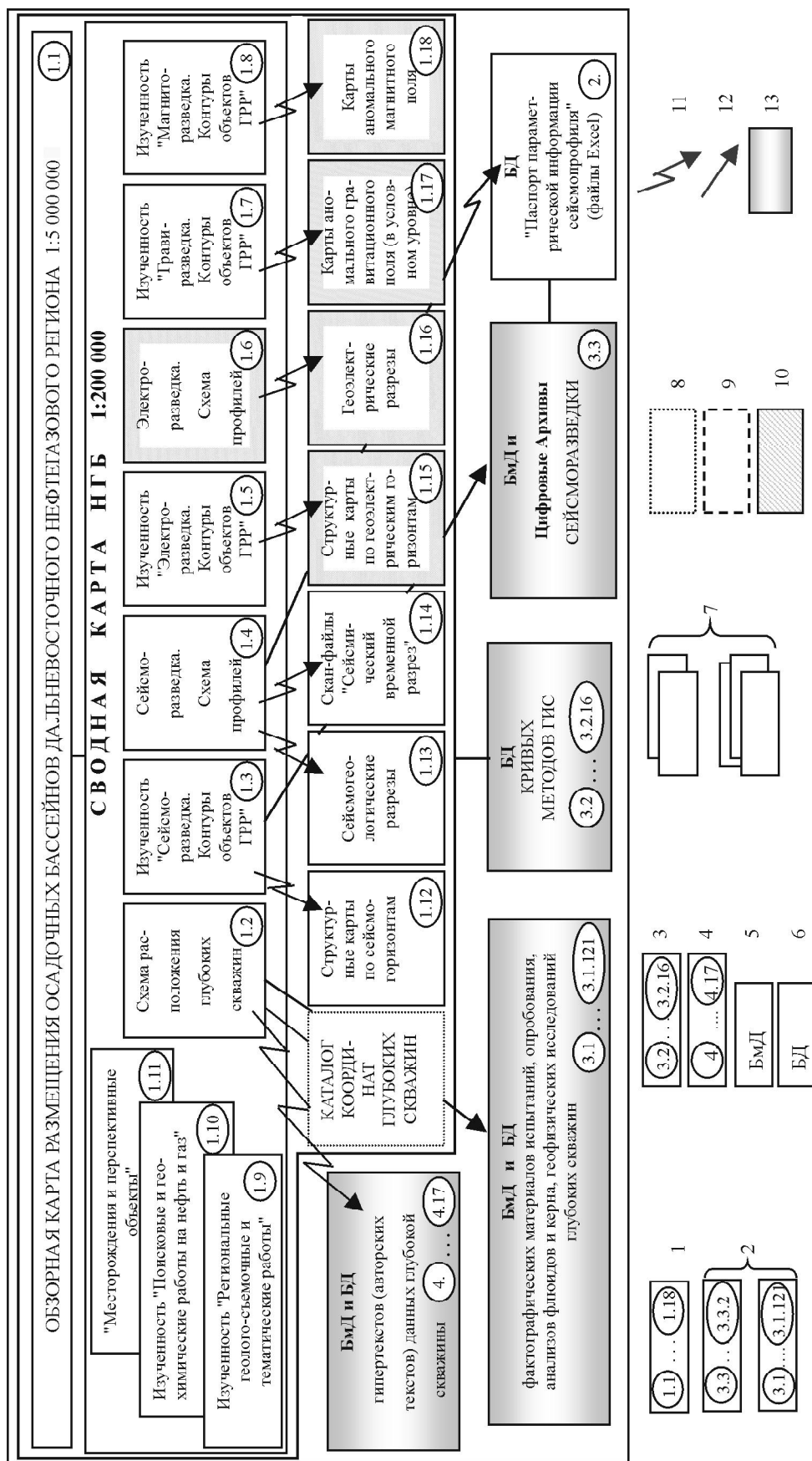


Рис. 2. Логическая структура цифровой геологической информации по нефтегазовому осадочному бассейну (реализация в объеме информационных ресурсов "2-ой очереди", без клиент-серверной технологии).

1 – картографическая информация (среда ArcView); 2 – фактографические данные (среда Access); 3 – картографные кривые (среда GisDB); 4 – авторский текст (среда Internet Explorer); 5 – база метаданных, каталог; 6 – база данных; 7 – включается полный авторский текст; 8 – информационные материалы на съемных магнитных носителях; 9 – информационные материалы автоматизированной хранения; 10 – информационные материалы "3-й очереди"; 11 – "горячая" связь; 12 – связь через SQL-сервер; 13 – информационные блоки с расшифровкой содержания в продолжениях рисунка 2. Наименование анализов пластовых флюидов (стационарная лаборатория): ПКХА - полный комплексный химический анализ; ОКА - общий комплексный анализ; ОКХТА - общий комплексный химико-технологический анализ.

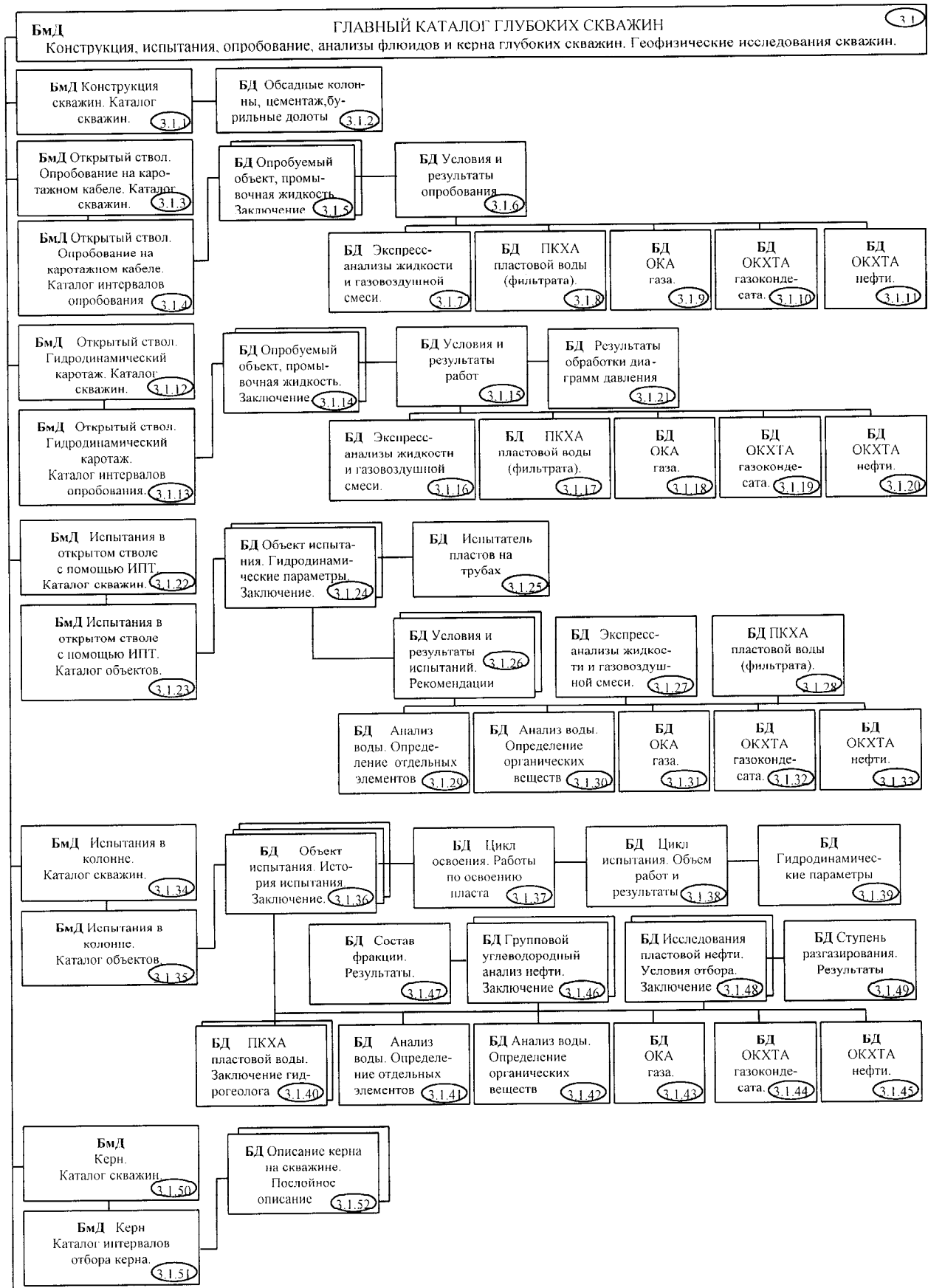


Рис.2. (Продолжение).

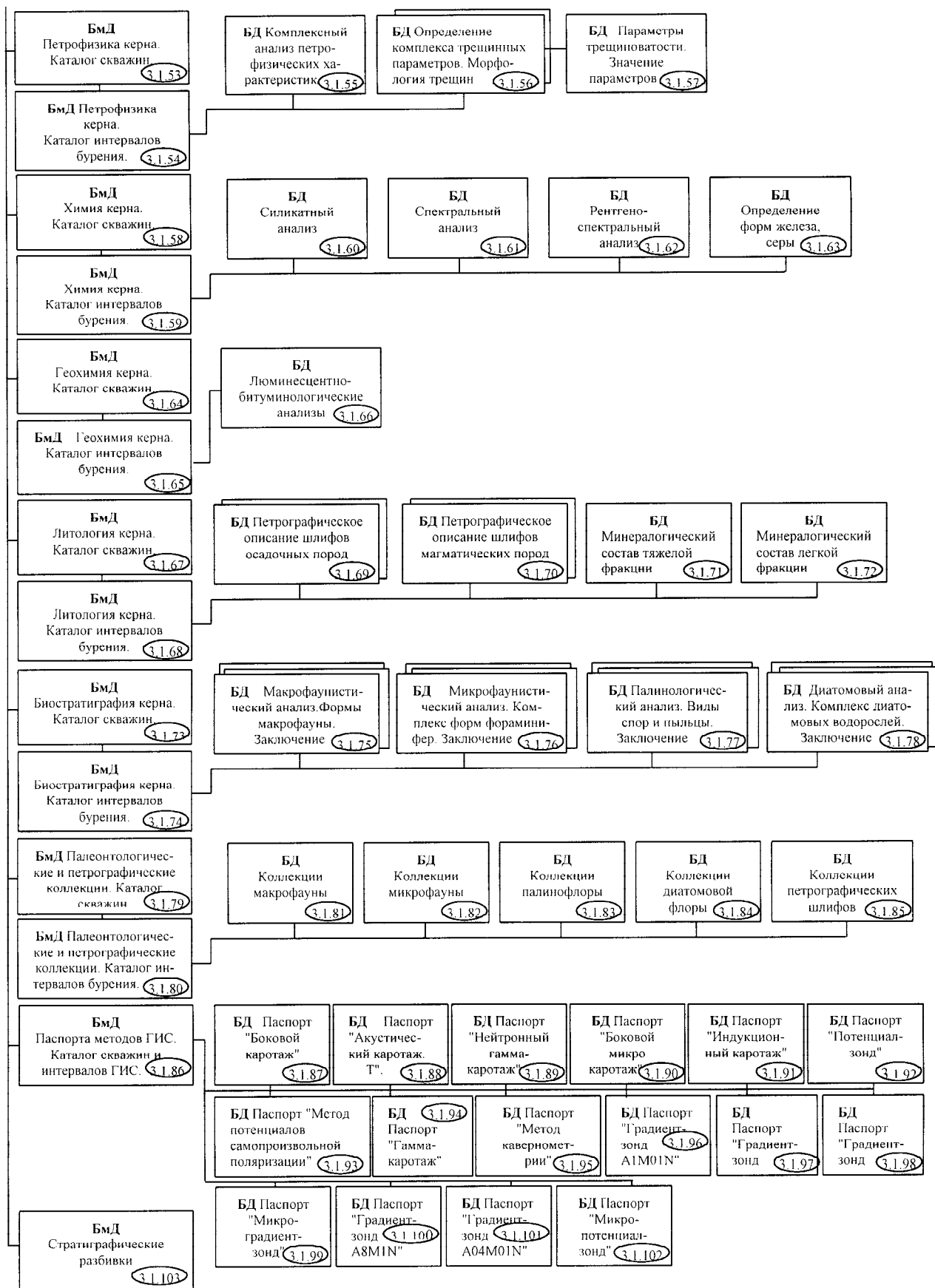


Рис.2. (Продолжение).

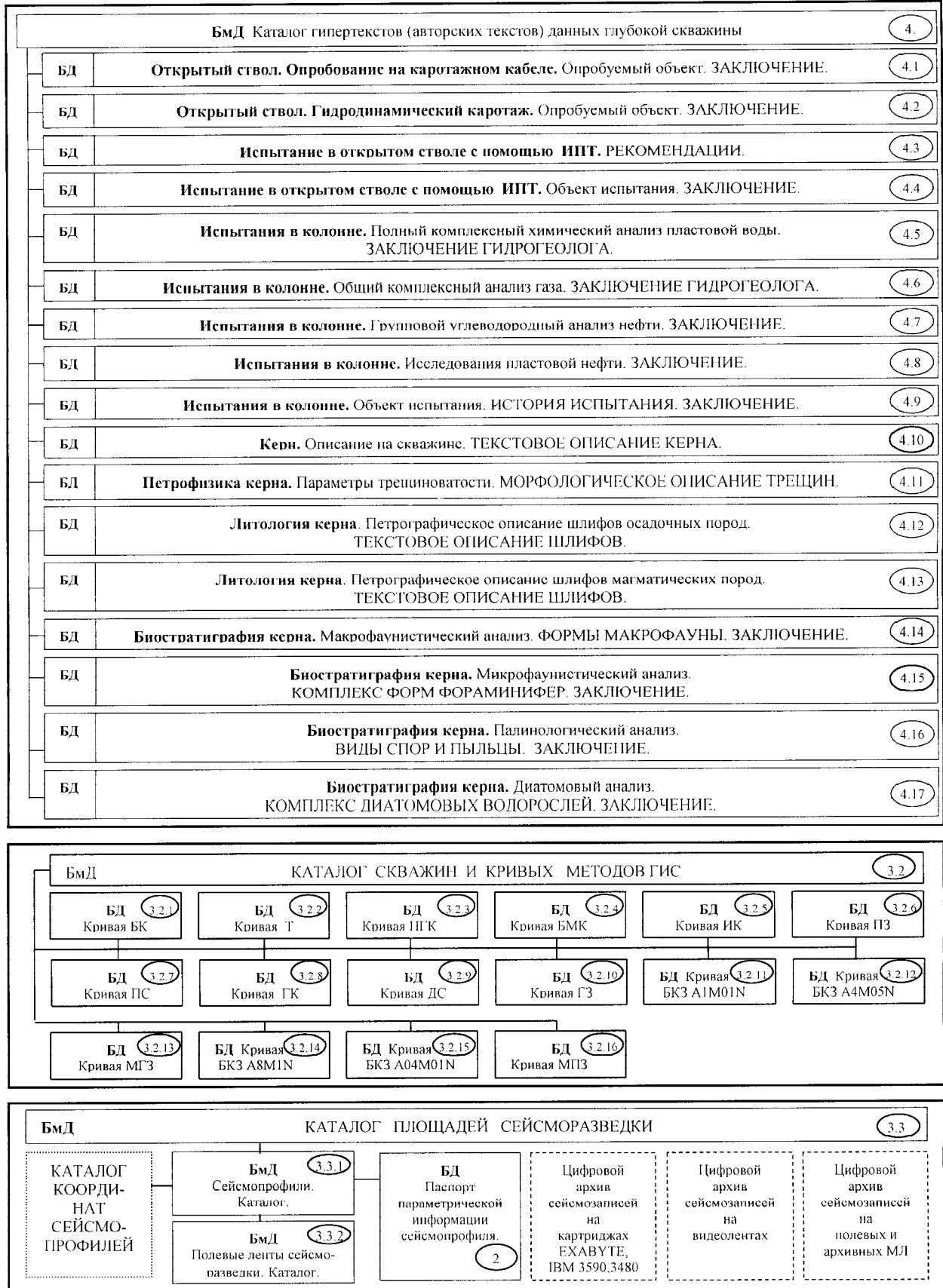


Рис. 2. (Окончание).

Таблица 3. Перечень новейших первичных геофизических информационных ресурсов Дальинформгеоцентра по первоочередным геологическим объектам РФ.

| № | Принадлежность ИР к первоочередным объектам РФ | Наименование объекта ИР | Наименование информационного ресурса (ИР) | Год создания ИР | Объем в Мб, (физич. единицах) | Примечание |
|-------|--|---|---|-----------------|-------------------------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1 | Конкурсный участок "Сахалин 1" | Площади Восточно-Дагинская и Чайво | Морская сейсморазведка 3D | 1997 | 5722000 (721 кв. км) | Конфиденциальные ИР (компания Эксон) |
| | | Площадь Аркутун-Дагинская | Цифровой каротаж морских глубоких скважин | 1998-2000 | 14300 (6 скважин) | Конфиденциальные ИР (компания Эксон) |
| 2 | Конкурсный участок "Сахалин 2" | Площади Пильтун-Астохская и Лунская | Морская сейсморазведка 3D | 1997 | 6972000 (1385 кв. км) | Конфиденциальные ИР (компания Сахалин Энерджи) |
| | | Площадь Пильтун-Астохская | Цифровой каротаж морских глубоких скважин | 1998-2001 | 35900 (15 скважин) | Конфиденциальные ИР (компания Эксон) |
| 3 | Конкурсный участок "Сахалин 3" | Площади Киринская (блок 4), Мынгинская, Киринская | Морская сейсморазведка 3D | 1997-1998 | 8147000 (1308 кв. км) | Конфиденциальные ИР (компания Мобил) |
| 4 | Конкурсные участки "Сахалин 2, 3" | Участок Монги-Набильский | Морская сейсморазведка 2D | 1986 | 40000 (2050 пог. км) | Государственные ИР (госбюджетные работы) |
| 5 | Конкурсный участок "Сахалин 4" | Площади Северо-Астрахановская и Астрахановская | Морская сейсморазведка 3D | 1998 | 1833000 (681 кв. км) | Коммерческие ИР (спекулятивная съемка Треста "ДМНГ") |
| 6 | Конкурсный участок "Сахалин 5" | Площадь Восточно-Шмидтовская | Морская сейсморазведка 2D | 2000 | 1200000 (5065 пог. км) | Коммерческие ИР (спекулятивная съемка Треста "ДМНГ") |
| 7 | Конкурсные участки "Сахалин 1, 2, 3, 4, 5" | Акватория Охотского моря | Морская сейсморазведка 2D | 1998 | 5434000 (9615 пог. км) | Коммерческие ИР (спекулятивная съемка Треста "ДМНГ") |
| 8 | Конкурсные участки "Сахалин 1, 2, 3, 4, 5" | Проект «DSS-96» | Морская сейсморазведка 2D | 1996 | 733000 (2509 пог. км) | Коммерческие ИР (спекулятивная съемка Треста "ДМНГ") |
| ИТОГО | | | | | 30131200 | |

Дальневосточный региональный банк формируется, как уже сказано выше, по частям – по отдельным НГБ, и по очередям – в пределах одного НГБ (см. табл. 1). Цифровые данные после завершения работ по соответствующей очереди являются доступными для эксплуатации. В таблице 2 указаны ПТС для осуществления работ по пополнению, ведению и пользовательскому доступу к базе данных каждой очереди.

Нужно сказать, что для эксплуатации в пользовательском режиме базы данных в составе ИР "2-ой очереди" (без организации клиент-серверной технологии) достаточно располагать компьютером класса Pentium II, системами ArcView 3.1 и GIS DB 2.0, а также Microsoft Office 97 [4].

В таблице 4, в качестве иллюстрации, приведен объем ИР по Лунскому НГБ в составе номенкла-

туры "2-ой очереди". Здесь представлены материалы ГРР по сухопутной части НГБ, который через "транзитную зону" имеет продолжение на акваторию сахалинского шельфа и фактически формирует площади тендерных участков "Сахалин 2, 3". База цифровых данных по сухопутной части Лунского НГБ может служить цифровой эталонной основой для оценки прогнозных ресурсов и запасов площадей ГРР на шельфе.

Ниже приводится описание пользовательского интерфейса при работе с базой данных по НГБ в составе ИР "2-ой очереди".

ИНТЕРФЕЙС ПОЛЬЗОВАТЕЛЯ БАЗЫ ДАННЫХ ПО НГБ (СЕТЕВОЙ ВАРИАНТ)

Расширенный интегрированный цифровой пакет по НГБ ("2-я очередь") представляет собой мо-

дуль взаимосвязанных графических данных и реляционных таблиц (рис 2.). Взаимосвязи между представленными данными поддерживаются посредством связи с SQL-сервером и внутренних средств ArcView (скрипты Avenue). В зависимости от типа данных ключевым полем связи может быть "Код скважины", "Код профиля", «Код площади». Сконструированная система связей позволяет реализовать произвольный запрос (выборку) не только по одной БД, но и получить отображение этого запроса в другой БД. Посредством связи с SQL-сервером между ArcView и Access можно получить отображение этой выборки в графическом виде.

По всем таблицам базы данных непосредственно в программе Access можно сконструировать запрос, ответом на который является сформированная по критериям запроса результирующая таблица. Критериями выборки могут выступать любые поля данных (и значения этих полей), выбранные пользователем во время создания запроса.

Посредством связи с SQL-сервером в ArcView можно получить любую таблицу, содержащуюся в базе данных Access, и использовать её для создания запросов. Функция конструктора запроса позволяет выбирать объекты, составляя запрос на основе их атрибутов. Результатом запроса является активизация (выделение цветом) записей в таблице. При необходимости, таблицу с результатами запроса можно связать как с графическим изображением ArcView (скважина, профиль), так и с данными другой таблицы, полученной посредством связи с SQL-сервером.

Картографические материалы. Чтобы получить доступ к графическим данным НГБ, необходимо запустить файл основного проекта. В открытом проекте будут представлены виды:

- 1) Обзорная карта размещения НГБ;
- 2) Сводная карта НГБ 1:200 000.

Открыв обзорную карту, пользователь определяет местоположение просматриваемого НГБ в си-

Таблица 4. Объем информационных ресурсов по Лунскому НГБ Сахалина ("2-я очередь" – расширенный интегрированный цифровой пакет).

| NN п/п | Наименование информационного ресурса | Единица физ. объема | Объем, физ. единиц | Объем, Мбайт |
|-----------|---|---|-----------------------|-----------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1. | Картографические материалы | | | 907 |
| 1.1. | Сводная ЦК геолого-геофизической изученности, размещения месторождений и перспективных объектов | Объект ГРР Месторождение, перспективный объект Сейсмопрофиль | 118 51 455 | |
| 1.2. | ЦК по сейсмогоризонтам | Карта | 16 | |
| 1.3. | ЦР сейсмогеологические | Разрез | 162 | |
| 1.4. | ЦР сейсмические временные | Разрез | 340 | |
| 2. | Фактографические материалы глубоких скважин | | | 76 |
| 2.1. | БмД и БД "Конструкция скважины" | Скважина | 23 | |
| 2.2. | БмД и БД "Опробование на каротажном кабеле" | Объект | 49 | |
| 2.3. | БмД и БД "Гидродинамический каротаж" | Объект | 36 | |
| 2.4. | БмД и БД "Испытания в открытом стволе с помощью ИПТ» | Объект | 128 | |
| 2.5. | БмД и БД "Испытания в колонне" | Объект | 87 | |
| 2.6. | БмД и БД "Керн" | Слой | 703 | |
| 2.7. | БмД и БД "Петрофизика керна" | Комплексный анализ | 2646 | |
| 2.8. | БмД и БД "Химия керна" | Комплексный анализ | 2716 | |
| 2.9. | БмД и БД "Геохимия керна" | Комплексный анализ | 859 | |
| 2.10. | БмД и БД "Литология Керна" | Минералогический анализ | 901 | |
| | | Описание шлифа | 792 | |
| 2.11. | БмД и БД "Биостратиграфия керна" | Комплексный анализ | 2179 | |
| 2.12. | БмД и БД "Палеонтологические и петрографические коллекции" | Образец Шлиф | 1480 750 | |
| 2.13. | БмД "Стратиграфические разбивки" | Скважина | 23 | |
| 3. | Материалы каротажа глубоких скважин | | | 74 |
| 3.1. | БмД и БД параметрических данных | Интервал каротажа | 2779 | |
| 3.2. | БмД и БД кривых методов ГИС | Пог.м | 712153 | |
| 4. | Материалы сейсморазведки | | | 13024 |
| 4.1. | БД параметрической информации | Профиль | 302 | |
| 4.2. | БД сейсмозаписей | Пог.км | 1200 | |
| | ИТОГО | | | 14081 |

стеме стандартного тектонического (Радюш, 1988) и нефтегеологического (Коблов, 1992) районирования. В виде "Сводная карта НГБ 1:200 000" представлены объединенные карты изученности и размещения месторождений, перспективных объектов. Представленные темы в ArcView имеют таблицы атрибутов с необходимым набором данных.

Интерфейс пользователя программы ArcView при открытии ГИС-проекта дополнен тремя кнопками на панели инструментов для получения доступа к картографической информации по НГБ следующего уровня:

- 1) структурные карты по сейсмогоризонтам;
- 2) глубинные разрезы (сейсмические, сейсмогеологические, геолого-геофизические);
- 3) сканированные временные разрезы.

Чтобы получить доступ к структурной карте по интересующей площади, необходимо активизировать тему "Сейсморазведочные работы". После этого, нажав на дополнительную кнопку и щелкнув мышкой на интересующем участке, пользователь увидит диалоговое окно, где будут перечислены названия всех площадей сейсморазведочных работ, проводившихся на данном участке. Выбрав в списке нужную площадь, пользователь увидит на экране структурную карту по сейсмогоризонту, относящуюся непосредственно к этой площади. Если по данной площади построено несколько структурных карт по разным горизонтам, то с помощью меню выбирается нужная карта. Для оформления карт разработана типовая "Обобщенная легенда к структурным картам по сейсмогоризонтам (изогипс, изохрон)".

Чтобы получить доступ к сейсмогеологическому разрезу по интересующему профилю, необходимо активизировать тему "Линии сеймопрофилей" и выбрать на карте нужный профиль, щелкнув мышкой на его линию. Затем пользователь увидит информационное окно, где будет приведено полное название профиля, и на экране появится вид сейсмогеологического разреза. Для оформления разрезов разработана типовая "Обобщенная легенда к глубинным разрезам сейсморазведки".

Аналогично осуществляется доступ к сканированному временному разрезу по интересующему профилю. Для структурных карт, глубинных и временных разрезов были разработаны паспорта в модуле ArcView "Dialog Designer". Информация, содержащаяся в паспорте, может быть использована для создания запроса (выборки).

В ArcView можно получить доступ к параметрической информации по сеймопрофилю. Паспорта параметрической информации, хранящиеся в файле формата ".xls", можно просмотреть при обращении к линии профиля посредством "горячей связи".

Фактографические материалы глубоких скважин. Метаданные и данные глубоких скважин, сформированные в программе Access, состоят из 25 таблиц метаданных и 78 таблиц данных по испытаниям, опробованию, анализам пластовых флюидов и керна, коллекционным материалам. Между всеми таблицами установлены связи:

ГЛАВНЫЙ КАТАЛОГ – КАТАЛОГ СКВАЖИН, связь "один к одному";

КАТАЛОГ СКВАЖИН – КАТАЛОГ ИНТЕРВАЛОВ (ОБЪЕКТОВ), связь "один ко многим";

КАТАЛОГ ИНТЕРВАЛОВ (ОБЪЕКТОВ) – ТАБЛИЦЫ ФАКТОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ, связь "один ко многим".

Для удобства работы пользователя для всех таблиц метаданных (БмД) средствами MS Access созданы электронные формы просмотра.

Для того, чтобы получить доступ к фактографическим материалам глубоких скважин из проекта ArcView посредством связи с SQL-сервером, необходимо выйти в окно проекта и выбрать из верхнего меню вкладку СВЯЗАТЬ С SQL-СЕРВЕРОМ. В появившемся окне "Связать с SQL-сервером" из раскрывающегося списка "Связь с" выбрать базу "НГБ-БАЗА" и нажать кнопку "Соединить". В колонке "Таблицы" выбирается нужная таблица Access и необходимые столбцы. Таблицу, для того чтобы запросы имели графическое отображение, необходимо соединить с "Темой" графического проекта в обе стороны. Подобным образом, при необходимости, можно связывать все выбранные таблицы из Access с таблицей атрибутов к теме "Глубокие скважины" и формировать необходимые запросы с последующим графическим отображением. Поля с **полнотекстовым описанием данных глубоких скважин**, создаваемые и просматриваемые в Access, можно просмотреть из ArcView по "горячей связи" (при активизации темы "Глубокие скважины" и обращении к скважине) с помощью базы данных полнотекстовых описаний, сформированной в формате HTML .

Материалы сейсморазведки. БмД сейсморазведки, сформированные в программе Access, состоят из трех взаимосвязанных таблиц. По ключевому полю "Название площади" "КАТАЛОГ ПЛОЩАДЕЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ" связан с "КАТАЛОГОМ сеймопрофилей". По ключевому полю "Название профиля" "КАТАЛОГ сеймопрофилей" связан с "Каталогом магнитных лент сейсморазведки".

"Каталог сеймопрофилей" состоит не только из стандартных текстовых полей, но содержит и поля "Гиперссылки" с указанием на файлы параметрической информации по каждому профилю и файлы координат профилей, что позволяет получать параметрическую информацию, работая только с Access.

Для того, чтобы получить доступ к БмД сейсморазведки из проекта ArcView посредством связи с SQL-сервером, необходимо выполнить те же действия, что и для БД "Глубокие скважины", выбрав базу "НГБ-сейсмика".

Каротажные материалы. Доступ к данным осуществляется с помощью программы GisDB из проекта ArcView. В виде "Сводная карта НГБ 1:200 000" кнопкой на панели инструментов осуществляется выход в программу GisDB.

С помощью команд меню отображаются все каротажи (заезды на скважину), отсортированные по дате заезда, и все применявшиеся при каротаже методы ГИС и измеренные кривые. В программе GisDB можно просмотреть любую кривую и их сочетание в табличном и графическом виде. В окне, с представлением информации в графическом виде, можно:

1) изменить масштаб по глубине, выбрав из раскрывающегося списка одно из стандартных значений, или указать требуемый масштаб в окошке масштабов;

2) получить информацию о значении амплитуды в любой точке кривой.

Поставка интегрированного цифрового пакета по НГБ осуществляется на 2-х CD-дисках. Цифровой архив сейсмозаписей передается на картриджах EXABYTE. Передается в электронном виде "Руководство пользователя" по установке пакета на компьютере и доступу к базе данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ГП Дальинформгеоцентре на основе концептуальной модели [5], утвержденной МПР и ГлавНИВЦем в виде проекта (Кисловский, Исаев, 1995 г.), с 1995 года осуществляется реализация программы создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизических данных по нефти и газу. Основные методологические особенности проектирования заключаются в следующем:

1) интегрируются представления потенциальных пользователей *нефтяного профиля различных уровней* – предприятия, территории, региона, отрасли. В разработке информационной и логической структуры широко используются инструктивно-методические материалы ГлавНИВЦа по ГБЦГИ;

2) изначальная ориентация на использование *промышленных реляционных СУБД и ГИС-систем*, существенно облегчающих методику проектирования и представления модели данных в привычном для геолога картографическом виде, предоставляющих высокоуровневые средства для реализации произвольных запросов пользователей и защиты данных от несакционированного доступа;

3) учитывая уникальность объемов и исключительную коммерческую ценность первичных геофизических материалов сахалинских шельфовых проектов, поступающих в банк данных, для автоматизированной загрузки-выгрузки данных морской сейсморазведки и каротажа морских скважин привлечена *специализированная норвежская система Petrobank*;

4) эксплуатационная готовность системы баз данных разбивается *на этапы*, как по территориальному охвату главных геологических объектов – НГБ, так и по номенклатуре ИР и ПТС создания и доступа;

5) на все перечисленные выше особенности проектирования накладывается общий "регулятор" – *нестабильный и предельно низкий уровень финансирования работ*.

По состоянию на май 2001 года предлагаются к эксплуатации стандартные и расширенные интегрированные цифровые пакеты по отдельным НГБ в варианте несетевого интерфейса пользователя. Предлагаемый вариант по составу ПТС пользователя доступен практически каждому предприятию и требует от пользователя определенных навыков работы в системе ArcView.

К началу 2002 года планируется завершить создание клиент-серверной технологии для эксплуатации всего комплекса оцифрованных и интегрированных ИР в режиме удаленного доступа внешнего клиента. В качестве программного обеспечения клиентского места также проектируется система ArcView. Модель реализации распределенного банка данных предполагается сделать темой следующей публикации.

По данным консалтинговой компании The Standish Group, приведенным в [3], более 31% проектов корпоративных информационных систем заканчиваются крахом, около 53% – завершаются с перерасходом бюджета в среднем в 2 раза и только 16% укладываются как в срок, так и в бюджет. Будем надеяться, что наш проект регионального банка по нефти и газу уже перешагнул тот рубеж, чтобы не быть отнесенным к первой группе из перечисленных выше проектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбовский А.Д., Макуркин Е.С., Журавлев А.Б. и др. Стандартизация описания фактографических данных на нефть и газ // Разведка и охрана недр. 1995. № 10. С. 7–8
2. Громов Г.Р. Национальные информационные ресурсы: проблемы промышленной эксплуатации. М.: Наука, 1984. 240 с.
3. Гупштейн М.И., Гиршгорн С.Л. Новый подход к проектированию банков данных. Симантическая объектно-ориентированная технология // Геоинформатика. 1999. № 1. С. 21–28.
4. Исаев В.И., Юрчук А.А. Дальневосточный региональный банк геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 1999. № 1. С. 1–10.

- ный банк геолого-геофизических данных (нефть и газ) // *Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России*. Т. II. Томск, 2000. 413 с.
5. Кисловский О.А., Исаев В.И. О концептуальной модели создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДБ АБнД-НГ) // *Тихоокеан. геология*. 1998. № 1. С. 131–140.
 6. Конторович А.Э. Генетические принципы раздельного прогноза нефтеносности и газоносности // *Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа*. М.: Наука, 1978. С. 189–204.
 7. Коротков А.В. Системные технологии и инструментальные программные средства ГБЦИ // *Разведка и охрана недр*. 1995. № 10. С. 11–12.
 8. Любимов Г.А., Ткаченко В.В., Костяков В.С. Концепция создания и развития Государственного банка цифровой геологической информации // *Разведка и охрана недр*. 1995. № 10. С. 2–4.
 9. Мартин Дж. Организация баз данных в вычислительных системах. М.: Мир, 1980. 664 с.
 10. Озкарахан Э. Машины баз данных и управление базами данных. М.: Мир, 1989. 696 с.
 11. Тиори Т., Фрай Дж. Проектирование структур баз данных. М.: Мир, 1985. Кн. 1. 87 с.
 12. Тиори Т., Фрай Дж. Проектирование структур баз данных. М.: Мир, 1985. Кн. 2. 320 с.
 13. Торопов С.М. Типизация и стандартизация информационных ресурсов управления фондом недр в условиях региональной ГИС // *Информационный бюллетень ГИС-ассоциации*. 1998. № 2. С. 42–44.
 14. Уваров В.В. Разработка алгоритмического и программного обеспечения для проектирования и поддержки регионального банка цифровой геологической информации. Автореф. дис.... канд. техн. наук. Томск, 2000. 19 с.
 15. Уваров В.В., Хафизов Ф.З., Шаталов Г.Г. Опыт создания регионального банка данных цифровой геологической информации // *Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России*. Томск, 2000. Т. II. С. 428–430.
 16. Ульман Дж. Основы систем баз данных. М.: Финансы и статистика, 1983. 334 с.
 17. Уэлдон Дж. –Л. Администрирование баз данных. М.: Финансы и статистика, 1984. 207 с.
 18. Шабельникова Т.Г., Кашик А.С., Гогоненков Г.Н. Новые идеи и технологии создания региональных банков данных по нефтяным и газовым месторождениям // *Информационный бюллетень ГИС-Ассоциации*. 1998. № 2. С. 39–41.

Поступила в редакцию 10 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.I. Isaev, A.A. Yurchuk, N.V. Shpakova, S.I. Voikova, O.S. Isaeva, and V.V. Sokolova

The State Far Eastern Regional Geological and Geophysical Database on Oil and Gas (a model of realization)

A conceptual model of the State database of geological and geophysical data of the Far Eastern oil-and gas region is being developed in the state concern (SC) «Dalinformgeocentre». The distinctive features of realization of the informational and logical structure consist in integration of concepts of various categories of users of petroleum geology, application of standards of State Bank of Numerical Geological Information, and industrial relation systems of database control and GIS- systems, invoking a specialized Norwegian system of Petrobank for loading-unloading of primary geophysical data of Sakhalin shelf projects, in stage-by-stage preparation of the database for operation. Unstable and extremely low level of financing of works is a general regulator of projecting.

The integrated numerical packages are prepared for operation on individual sedimentary basins in the form of a non- network graphic user interface with application of available program and technical means. The nearest perspectives of the development of a database are to create the customer - server technology in a mode of deleted access of an external customer.

ЮБИЛЕИ

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПУЩАРОВСКИЙ

(к 85-летию со дня рождения)

Ю.М. Пущаровский родился в Ленинграде 31 декабря 1916 г. и вскоре вместе с семьей переехал в Москву. С семнадцати лет он связал свою жизнь с геологией, работал коллектором, старшим лаборантом во ВНИГРИ, МГРИ, Ломоносовском институте АН СССР.

С 1937 г. Ю.М. Пущаровский – студент почвенно-географического, а с 1939 г. – геолого-почвенного факультета МГУ. Университет в связи с началом Великой Отечественной войны был окончен досрочно по специальности "научный сотрудник в области геологических наук, преподаватель вузов и втузов". С июля 1941 г. по декабрь 1945 г. Юрий Михайлович находился в действующей армии, имел тяжелое ранение

Еще в студенческие годы проявилась у Ю.М. Пущаровского тяга к научной работе, и по итогам исследований на геологических практиках на Северном Кавказе и Южном Урале им в соавторстве со старшим товарищем и наставником Б.М. Келлером была подготовлена первая научная статья, которая увидела свет только в 1945 г. Вернувшись из армии после окончания войны, Ю.М. Пущаровский поступил на работу в Институт геологических наук АН СССР (из которого позднее выделился Геологический институт АН СССР). Здесь Юрий Михайлович прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего лабораторией и действительного члена Академии наук СССР. Ему везло на научных наставников. Самостоятельную научную работу он начал в отделе, руководимом Н.С. Шатским, а непосредственным наставником его был А.А. Богданов.

В 1946–1950 гг. Ю.М. Пущаровский принимал участие в государственной геологической съемке м-ба 1:200 000 и тематических работах в Восточных Карпатах и Донбассе. Геологии Донбасса посвящена вторая публикация Ю.М. Пущаровского, а по итогам работ в Карпатах им была подготовлена и защищена в 1950 г. кандидатская диссертация на тему "Стратиграфия и тектоника внешней зоны Восточных Карпат".

С 1950 г. в сферу научных интересов Юрия Михайловича вошли Восточная Сибирь, Дальний Восток, а позже и Тихоокеанский регион в целом. Ю.М. Пущаровский совместно с В.А. Вахрамеевым внес существенный вклад в уточнение стратиграфии Вилюйской впадины, что позволило дать прогноз на поиски нефти и газа в Приверхоянье, который вскоре подтвердился, когда первая же пробуренная в 1956 г. на Вилюйском поднятии скважина дала газ. Вслед за этим появляются обобщающие публикации Ю.М. Пущаровского по геологии хр. Сетте-Дабан и Приколымского поднятия, а также одна из первых тектонических схем Северо-Востока СССР. В эти годы Ю.М. Пущаровский вводит понятие о категории структур, занимающих промежуточное положение между платформами и геосинклиналями, названными структурами подвижной платформы. Особенно пристальное внимание он уделяет изучению структуры и систематике краевых прогибов, в результате чего им опубликованы две монографии, а в 1959 г. защищена докторская диссертация на тему "Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии". В эти же годы им была составлена под редакцией Н.С. Шатского первая тектоническая карта Арктики.



С начала 60-х гг. в творческой деятельности Ю.М. Пушаровского наступил период, по праву принесший ему признание как крупнейшего тектониста тихоокеанского региона. Экспедиционные работы и геологические экскурсии на Сахалине, Сихотэ-Алине, Камчатке, Кубе, во Вьетнаме, КНДР, Чили, Японии позволили ему сделать целый ряд крупных обобщений по тектонике Тихоокеанского подвижного пояса, что нашло свое отражение в монографии "Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли", в серии статей по тектонике региона, а также в составленной им и его учениками и коллегами Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970 г.). В этих работах были введены понятия и даны определения Тихоокеанского тектонического пояса и Тихоокеанского кайнозойского кольца, показана сложность развития тектонического процесса в Тихоокеанском сегменте, когда на общем фоне разрастания материковых массивов за счет вовлечения в геосинклинальный процесс окраин океана активно проявлялись и деструктивные явления. Дальнейшее развитие получили представления о древности существования впадины Тихого океана, о дисимметрии в строении Земли в целом.

С конца 60-х гг. Ю.М. Пушаровский много внимания уделял анализу геологического строения океанического ложа. Он принимал участие в 54-м рейсе НИС "Витязь", организует ряд морских экспедиций с участием в них сотрудников своей лаборатории. Эти исследования позволили ему обосновать наличие в структуре океана крупных латеральных неоднородностей, которые выражаются в геофизических характеристиках, вещественном составе магматических комплексов и особенностях внутренней структуры океанической земной коры. Ю.М. Пушаровский является одним из пионеров сравнительного изучения геологии планет земной группы и Луны. Он развивает идею о существовании общих особенностей в их строении и развитии, выражающихся прежде всего в дисимметрии планет и широком развитии латеральных неоднородностей.

За работы в области тектонической картографии Ю.М. Пушаровскому в составе коллектива авторов Тектонической карты Евразии и Объяснительной записки к ней была присуждена в 1969 г. Государственная премия. За цикл личных работ по тектонике океанов и приокеанических зон в 1979 г. он был удостоен премии Академии наук СССР им. А.П. Карпинского и дважды получил премии Московского общества испытателей природы.

В 80-е годы, являясь научным руководителем многих морских геологических экспедиций, Юрий Михайлович выдвинул национальные проекты "Литос" и "Глубинные геосферы", исследования по которым выявили разномасштабные латеральные вещественные и структурные неоднородности океанических геосфер, а также тектоническую расслоенность литосферы под океанами (1985 г.). На этой эмпирической основе он сделал заключение о разномасштабности, разноуровненности и неупорядоченности конвективных процессов в мантии Земли, что позволило выдвинуть и развить новое, весьма существенное направление в геодинамике – нелинейную геодинамику (1989 г.).

В последние годы на основе новых данных и критического рассмотрения существующих геодинамических концепций Юрий Михайлович наметил путь создания новой, более адекватной парадигмы, охватывающей не только земную кору или литосферу, как было ранее, но всю Землю. В этих целях он сделал первую попытку расчленения на геосферы нижней мантии Земли, представлявшейся прежде как единое целое.

Научные интересы Ю.М. Пушаровского всегда находятся на острие научного прогресса. В последние годы им опубликована серия фундаментальных трудов по тектонике и геодинамике океанов, глубинной тектонике Земли и ее асимметрии, по развитию нового направления в науке – нелинейной геодинамике.

Ю.М. Пушаровский не только неумолимый генератор новых идей, но и прекрасный организатор, вокруг которого собираются ученики и единомышленники. Велика его роль воспитателя на посту председателя Междуведомственного тектонического комитета при ОГГГН. Даже в наше сложное для науки время Юрий Михайлович не снижает темпов своей деятельности. Он является членом бюро ОГГГН РАН, председателем активно работающей Секции геологии, геофизики и геохимии Научного совета РАН по проблемам Мирового океана; главным редактором журнала "Геотектоника", членом редколлегии журнала "Доклады РАН" и постоянным автором журнала "Тихоокеанская геология", чьи статьи своей новизной и неординарным подходом вызывают неизменный интерес читателей.

Юрий Михайлович – почетный член Российской академии естественных наук и Московского общества испытателей природы. Его труды являются весомым вкладом в отечественную и мировую науку.

Заслуги Ю.М. Пушаровского высоко оценены – он является лауреатом Государственных премий СССР и Российской Федерации; награжден Золотой медалью и премией им. А.П. Карпинского (РАН). Пятью орденами и многими медалями отмечен ратный подвиг и самоотверженный труд Ю.М. Пушаровского.

В последние годы к этим наградам и заслугам добавилась Главная премия издательства "МАИК Наука" (1999) и звание заслуженного соросовского профессора.

В эти знаменательные дни горячо поздравляем Юрия Михайловича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, неиссякающего энтузиазма и новых творческих успехов на благо Родины и Науки.

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ ЖАМОЙДА

(к 80-летию со дня рождения)

5 декабря 2001 года Александру Ивановичу Жамойде, члену-корреспонденту Российской Академии наук, профессору, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки, почетному разведчику недр, председателю Межведомственного стратиграфического комитета России, вице-президенту Палеонтологического общества России, исполнилось 80 лет.

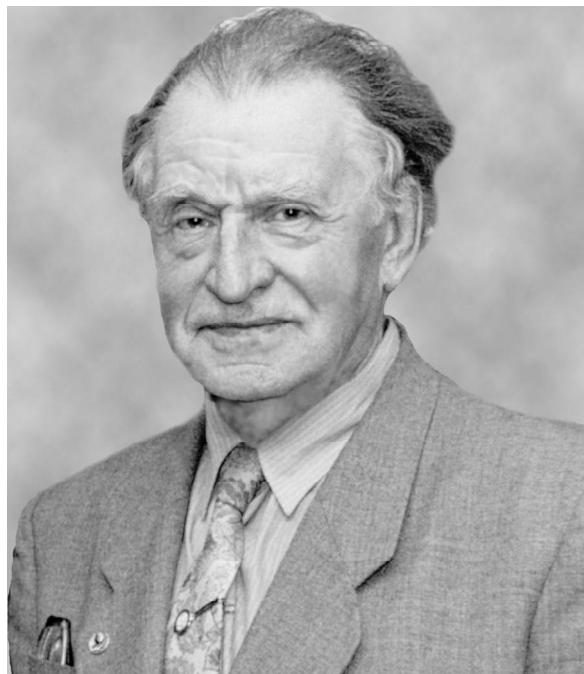
Александр Иванович в 1952 году окончил Ленинградский горный институт. Вся его трудовая деятельность связана со ВСЕГЕИ. Он прошел путь от прораба-геолога геолого-съёмочных партий до директора ВСЕГЕИ, который он возглавлял в течение 17 лет (1970 – 1987 гг.), и где продолжает работать в настоящее время.

Научная деятельность А.И. Жамойды многогранна и плодотворна. Им разработаны важнейшие проблемы теоретической и практической стратиграфии. По его инициативе, под его руководством и при непосредственном участии подготовлены и опубликованы два издания «Стратиграфического кодекса» (1977, 1992) и «Дополнения к Стратиграфическому кодексу России» (2000). Им организована постановка крупных проблемных тем, итогом выполнения которых явилось создание многих монографий, необходимых для геологической службы страны: серия томов «Стратиграфия СССР», «Стратиграфический словарь», «Практическая стратиграфия», выпуски трудов МСК и многие другие. Он участвовал в составлении «Международного руководства по стратиграфии» (1976, 1994). В области региональной геологии ему принадлежит заслуга составления первой геологической карты Северного Вьетнама м-ба 1:500 000 (1965) и ряда методических пособий по геологической съёмке различных масштабов.

А.И. Жамойда является одним из основателей отечественной радиоляриевой школы. Первым шагом в этом направлении было формирование по его инициативе радиоляриевой группы в лаборатории микрофауны во ВСЕГЕИ, а затем - целого отряда палеонтологов-радиоляристов в различных геологических организациях СССР, в том числе и на Дальнем Востоке. Он является организатором ряда всесоюзных семинаров по радиоляриям, которые явились базовой школой для отечественных радиоляристов. На сессиях ВПО и в ряде публикаций он подводит итоги и формулирует первоочередные задачи дальнейшего изучения радиолярий, определив таким образом основные направления работ на долгие годы.

На примере Дальнего Востока А.И. Жамойда показал ценность радиолярий для биостратиграфии. Он впервые выделил и изучил ряд комплексов мезозойских радиолярий в Приморье, Корякии и на Сахалине, что было чрезвычайно важно для расчленения ранее «немых» вулканогенно-кремнистых толщ, широко распространенных на Дальнем Востоке, и расшифровки сложного тектонического строения Тихоокеанской окраины России. На основе выявленных закономерностей в распределении радиолярий был доказан их высокий корреляционный потенциал, проведены корреляция разрезов мезозойских кремнистых отложений Дальнего Востока и сопоставление дальневосточных радиоляриевых комплексов с одновозрастными радиоляриевыми ассоциациями других регионов Мира, обозначена перспективность использования морфологического анализа для реконструкций среды обитания и условий осадконакопления. В 1972 г. была издана его классическая монография «Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ востока СССР на основе изучения радиолярий», которая до настоящего времени является настольной книгой для специалистов по радиоляриям.

Невозможно переоценить многолетнюю напряженную научно-организационную деятельность А.И. Жамойды на посту председателя Межведомственного стратиграфического комитета и ряда его постоянных ко-



миссий, как вице-президента Палеонтологического общества, члена Национального комитета геологов СССР, Международной организационной группы по учреждению Международной программы геологической корреляции, Международной подкомиссии по стратиграфии и классификации, вице-президента Комиссии по геологической карте Мира.

А.И.Жамойда умеет создать и сплотить творческие коллективы, направить их на решение актуальных задач. В общении с коллегами, вокруг него неизменно присутствует атмосфера заинтересованности и доброжелательности, его советы, в которых он никому не отказывает, способствуют нахождению верного пути исследований. Увлеченность работой, ответственность за нее и умение доводить ее до конца, громадная эрудиция, высокий профессионализм характеризуют юбиляра.

Заслуги А.И. Жамойды отмечены многими правительственными наградами: орденами Отечественной войны 2-ой степени, Трудового Красного Знамени и “Знак Почета”, многочисленными медалями – “За боевые заслуги”, “За трудовое отличие”, “За победу над Германией в Великой Отечественной войне”, “За оборону Кавказа”, юбилейными медалями. Он награжден правительством Демократической Республики Вьетнам орденом Труда 2-й степени и медалью “За Дружбу”.

Редколлегия журнала “Тихоокеанская геология” благодарна Александру Ивановичу за плодотворное сотрудничество. Его строгие, но доброжелательные рецензии немало помогли авторам журнала. Мы от всей души поздравляем Александра Ивановича Жамойду, замечательного ученого, истинного интеллигента, прекрасного человека со славным юбилеем. Пожелаем ему доброго здоровья и новых творческих успехов в его многогранной деятельности на долгие годы.

Редколлегия журнала "Тихоокеанская геология"

НЕКРОЛОГ

ШУЛЬДИНЕР ВИКТОР ИЗРАИЛЕВИЧ

(1931–2001 гг.)

В мае 2001 года после тяжелой болезни ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, крупный ученый, известный исследователь геологии и петрологии докембрия Сибири и Дальнего Востока Виктор Израилевич Шульдинер. Он родился 28 мая 1931 г. в г. Ленинграде в семье служащих. Рано оставшись без отца, он испытал все тяготы военного детства. Его мать, Евгения Александровна, увезла маленького Виктора и его младшего брата Бориса в деревню и спасла их, договорившись, что за работу ей будут платить хлебом и картошкой. По возвращении в Ленинград, Виктор успешно наверстывает упущенное в учебе. Послевоенный быт в семье, где единственный работник – мама, был труден. К 1948-му году уже оплакана последняя ценная и любимая вещь в семье – пианино, отправленное в комиссионный магазин. В летние каникулы после девятого класса Виктор нанимается рабочим в геологическую экспедицию на Кольский полуостров с тем, чтобы подзаработать немного денег. С этого момента он «заболевает» геологией и после школы, законченной с золотой медалью, поступает в 1949 г. в Горный институт на престижную в то время специальность – геологическая съемка и поиски полезных ископаемых. После окончания института в 1954 году он поехал в далекую Сибирь изучать геологию Читинской области. Здесь молодой геолог встал во главе съемочной партии и успешно занимался геологическим картированием, закреплял и расширял знания, полученные в институте, набирался опыта работы, открывал тайны недр.

В Читинском геологическом управлении он проработал 9 лет – с 1954 по 1963 год. За время работы в ЧГУ он приобрел большой опыт полевой и камеральной геологической работы, открыл ряд перспективных рудопроявлений, за что ему были объявлены благодарности и выдана поощрительная премия Министерства геологии и охраны недр СССР. С 1959 г. Виктор Израилевич работает уже ст. геологом экспедиции, возглавляя работу группы партий, ведущих геологическую съемку и поиски масштаба 1:200 000. При непосредственном его участии в полевых и камеральных работах был составлен ряд отчетов по геологической съемке и подготовлены и изданы три листа Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000 с объяснительными записками. В 1961–62 гг. он составил геологическую карту южной части Читинской области в масштабе 1:500 000 и забайкальской части Тихоокеанского пояса в масштабе 1:1500 000.

В течение всего «забайкальского» периода работы в ЧГУ Виктор Израилевич изучал геологию северных и восточных районов Читинской области, разрабатывая, главным образом, стратиграфию докембрийских отложений, вопросы магматизма и тектоники сочленения протерозойской складчатой структуры с герцинидами и мезозоидами Монголо-Охотского пояса. В результате многолетних исследований В.И. Шульдинера получены новые данные по геологическому строению Олекмо-Витимской горной страны, важнейшими из которых являются обоснование выделения и стратиграфического расчленения архея и нижнего протерозоя, расчленения гранитоидов, обоснование выделения среднепалеозойских интрузий.



В 1963 г. Виктор Израилевич переходит на работу в Дальневосточный геологический институт СО АН СССР. С этого времени начинается дальневосточный, наиболее продуктивный период его научно-исследовательской деятельности, который продолжался до 1985 года. В течение этого периода он защитил диссертации на соискание ученых степеней кандидата геолого-минералогических наук (1967 г.) и доктора геолого-минералогических наук (1980 г.), вырос от младшего научного сотрудника до руководителя крупного отдела региональной геологии и тектоники Дальневосточного геологического института ДВНЦ. Главные научные его интересы были сосредоточены в области геологии раннего докембрия, глубинной тектоники и петрологии. В ДВГИ он вел интенсивную научно-исследовательскую работу, главным образом, по тематике, связанной с изучением древнейших метаморфических комплексов советской части Тихоокеанского пояса и его платформенного обрамления, проводя свои полевые работы на Чукотке, в Приморье, Забайкалье, на Камчатке. Здесь он достиг больших творческих успехов и является автором важных обобщений по стратиграфии, магматизму и тектонике архея Дальнего Востока, нижнего протерозоя и рифея Забайкалья. Результаты его исследований опубликованы в многочисленных (более 100) научных работах, включающих 4 монографии. Одновременно он участвовал в создании целого ряда коллективных обобщающих работ по Сибири и Дальнему Востоку, таких как составление карт крупных регионов, монографий. Его научные публикации широко известны среди геологов и петрологов-докембристов; некоторые из них переведены на английский язык. Этот талантливый и исключительно трудолюбивый исследователь, владея методами комплексного структурного и петрологического анализа, не ограничивался в своих исследованиях только петрологическими аспектами объекта исследования, всегда выходил на геологические выводы. Это редкое сочетание весьма ценно при исследованиях глубокометаморфизованных комплексов. Так, например, изученные симплектитовые срастания, реакционные коронарные структуры между минералами, оценивались им не только с позиций петрологической информативности, но и в связи с восстановлением метаморфического процесса в конкретной структурной обстановке.

Еще одна из граней творческого наследия В.И. Шульдинера – это периодизация докембрия. Он обосновал деление докембрия на эогей и протогей. Эти исследования позволили ему сделать вывод об особом характере развития земной коры в докембрии, коренных различиях развития в эогее и протогее.

В 1985 году Виктор Израилевич возвращается в Ленинград. Последние годы его жизни связаны с ВСЕГЕИ, где он работал в качестве главного научного сотрудника. Во ВСЕГЕИ он продолжает исследование метаморфических комплексов Сибири, а затем бесстрашно осваивает новый для себя район – Приладожье, продолжая работать над созданием системного подхода к изучению глубокометаморфизованных образований. В числе его основных научных интересов этих лет – разработка принципов картирования метаморфических пород на новой, петроформационной, основе. Они изложены в «Методическом пособии по картированию метаморфических и метасоматических комплексов» (1996).

Велико творческое наследие В.И. Шульдинера. Среди более чем 250 печатных трудов Виктора Израилевича – семь монографий и около 30 карт, автором или редактором которых он являлся. Работы В.И. Шульдинера характеризуются широким охватом проблем, их глубокой проработкой и новизной творческого подхода при их решении.

В.И. Шульдинер вел большую научно-организационную работу. Он был активным членом Научного совета по докембрию Российской академии наук, Постоянной комиссии по нижнему докембрию Межведомственного стратиграфического комитета, членом Дальневосточной региональной стратиграфической комиссии и других научных советов.

Виктора Израилевича отличало доброжелательное отношение к людям. В повседневной работе он охотно делился с другими сотрудниками своим опытом и знаниями, был честным, порядочным человеком, человеком высокой культуры. Благодаря своим деловым качествам он снискал большой авторитет среди коллег и пользовался заслуженным уважением. Под его научным руководством выросло немало талантливых учеников, успешно развивающих начатые им исследования.

В.И. Шульдинер прожил сложную напряженную, но творчески интересную и плодотворную жизнь. Его отличала строгая внутренняя дисциплина, высокая требовательность к себе, ответственность за выполняемую работу. Это был чуткий отзывчивый человек и крупный ученый.

Его многолетняя научная работа была отмечена правительственными наградами. Память о нем живет в его трудах, будет жить в делах его учеников и сердцах друзей.

Карсаков Л.П., Ханчук А.И., Козырева И.В.