

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист К-(52), 53 – Владивосток

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2011

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА (ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист К-(52), 53 – Владивосток

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК [550.8:528](084.3М1000)(265.54)

В. М. Анохин, В. И. Рыбалко, А. А. Аленичева, Е. П. Леликов и др.
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000
(третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист К-(52), 53. – Владивосток. – СПб.:
Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 332 с.

На базе новых батиметрических, сейсмических данных и комплексной интерпретации всех геолого-геофизических материалов по акватории Японского моря в пределах экономической зоны Российской Федерации (листы К-52, К-53) обобщены и проанализированы данные по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, литологии донных отложений, полезным ископаемым и перспективам нефтегазоносности, состоянию природной среды.

Материалы по акватории увязаны с материалами по территории Приморского Края (подготовленными к изданию) с созданием в итоге единой цифровой модели листа К-52, 53 ГГК-1000/3 в форматах ГИС Arc View.

Даны: современная оценка прогнозных ресурсов, общая оценка минерально-сырьевого потенциала, рекомендации по дальнейшему изучению.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

В комплект Геолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 11, ил. 6, список лит. 282 назв., прил. 2.

Авторы

*В. М. Анохин, В. И. Рыбалко, А. А. Аленичева, Е. П. Леликов,
В. П. Казазаев, С. В. Коваленко, В. В. Авдюничев, А. В. Олейников,
О. Г. Ромащенко, С. А. Бондаренко, В. В. Иванова, А. В. Зайончек, А. А. Черных,
Б. Я. Карп, В. Я. Карнаух, К. А. Пиеничный, О. И. Супруненко.*

Главный научный редактор *Б. Г. Лопатин*

Рекомендовано к печати НРС Роснедра
5 июня 2008 г.

© Федеральное агентство по недропользованию
(Роснедра), 2011

© Федеральное государственное унитарное пред-
приятие «Всероссийский научно-исследователь-
ский геологический институт им. А. П. Карпин-
ского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2008

© Коллектив авторов, 2008

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа К-(52), 53 – Владивосток в административном отношении охватывает южную часть территории Приморского края и относится к районам: Хасанский, Надеждинский, Шкотовский, Партизанский, Лазовский, Ольгинский. Большую часть территории занимает горная тайга, меньшую – заболоченные долины рек Уссури, Бикин, Большая Уссурка, Раздольная, Киевка и относительно крупная Приханкайская низменность. Акваториальная часть площади граничит с экономической зоной КНДР с юго-запада и с экономической зоной Японии с юго-востока.

Географическое описание. Площадь листа К-(52), 53 включает территориальную (суша) и акваториальную (Японское море) части. Главным географическим элементом территории является горная страна Сихотэ-Алинь, которая протягивается в северо-восточном направлении вдоль побережья Японского моря на расстояние 50–150 км от него (рис. 1). Абсолютные отметки вершин 900–1000 м, перевалов – 450–700 м. Восточный склон Сихотэ-Алиня состоит из ряда коротких, сильно расчлененных хребтов: Партизанский, Рязановский, Заповедный, Ольгинский и др. Западный Сихотэ-Алинь состоит из хребтов северо-восточного простирания (хребты Западный Синий, Холодный, Силань-Шань, Боголадзе и др.), расчлененных в различных направлениях долинами рек. Здесь высоты хребтов обычно не превышают 1000 м, склоны гор более пологие в сравнении с восточным склоном. К западу горы постепенно понижаются и переходят в холмы, развитые по периферии Западно-Приморской (Приханкайской) низменности. Приханкайская равнина протягивается на 250 км от водораздела р. Раздольная на юге до устья р. Большая Уссурка на севере. В ее внутренней части находится оз. Ханка, вокруг которого развиты болота общей площадью в несколько тысяч квадратных километров. Равнина, имея абс. выс. 50–70 м, полого наклонена к северу. В пределы листа К-52 (юго-западная часть территории) заходит своей восточной частью Восточно-Маньчжурское нагорье. Протяженность этой части нагорья около 350 км, ширина 50–80 км; к северу от р. Раздольная выделяется Гродековский горный район (хр. Пограничный с абс. отм. 600–700 м), в средней части – Шуфанское плато (абс. отм. 600–700 м), а южнее р. Амба–Хасанско-Барабашский горный район (хр. Черные Горы с абс. отм. до 997 м, по гребню которого проходит Государственная граница).

Вдоль побережья залива Петра Великого имеются озера-лагуны с соленой водой, отшнурованные от моря песчаными косами.

Река Усури является самой крупной водной артерией района. На всем протяжении она принимает справа многочисленные притоки, стекающие с западного склона Сихотэ-Алиня. Реки бассейна оз. Ханка в верховьях имеют горный характер, а в низовьях — равнинный. С восточного и южного склонов Сихотэ-Алиня в Японское море впадают реки: Маргаритовка, Киевка, Партизанская и др. Это типично горные реки, преимущественно с узкими долинами, быстрым течением и водопадами. Наиболее крупной рекой южной части листа является Раздольная. Большая часть ее находится в пределах Китая. Протяженность реки в пределах Российской Федерации составляет около 160 км.

С юга и юго-востока территория листа К-(52), 53 омывается водами Японского моря. Прибрежная часть района в большей части представляет отроги горных систем Сихотэ-Алиня и Восточно-Манчжурских гор с абс. отм. до 1000 м. Морской берег от устья р. Киевка имеет северо-восточное направление. На этом участке береговая линия слабоизвилистая. Отроги Сихотэ-Алиня подходят к морю, обрываясь к нему крутыми, почти отвесными скалами высотой 50—100 м. Западнее мыса Поворотный горные цепи пересечены береговой линией под прямым углом, что привело к образованию расчлененных берегов, богатых заливами и островами. Самым крупным является залив Петра Великого (площадь акватории 11,5 тыс. км²). Побережье залива Петра Великого имеет довольно изрезанную береговую линию, абразионные берега высотой до 140 м, множество бухточек и заливов (Посьета, Усурийский, Амурский, Стрелок, Восток, Находка). Залив Петра Великого изобилует островами, являющимися продолжением горных отрогов (Русский, Путятин, Аскольд). К северу от залива Петра Великого (мыс Поворотный) береговая линия более выровненная, берег высокий, обрывистый и приглубый с частыми абразионными участками и узкими долинами с крутыми склонами, по которым протекают мелкие порожистые реки горного характера.

Ровный, слабонаклонный (менее 1°) шельф сплошной полосой окаймляет берег. Бровка расположена в среднем на глубине 135 м. Ширина шельфа у берегов Приморья и Кореи 20—40 км. В районе залива Петра Великого ширина его возрастает до 50—100 км.

Крутой материковый склон простирается вдоль береговой линии и линии, соединяющей устье р. Туманная и мыс Поворотный. Крутизна его составляет порядка 20°. Склон прорезан многочисленными каньонами с обрывистыми берегами.

Материковый склон без выраженной границы переходит в Центральную котловину с глубинами 3000—3670 м, вытянутую вдоль северо-восточного берега моря. Ровная поверхность дна котловины в районе исследований осложнена лишь тремя вулканическими постройками — горами Богорова, Первенца и Тарасова с крутизной склонов до 45° и высотой до 2,0 км.

На юге района находится северная часть крупнейшей возвышенности Японского моря — Ямато, а на севере отмечается возвышенность Алпатова (южный склон), замыкающая Центральную котловину.

В геологическом отношении район отличается большим разнообразием разновозрастных комплексов и сложностью строения. Западная часть

его принадлежит к Ханкайскому массиву и структурам активных окраин протерозойских континентов, восточная — складчатым сооружениям Сихотэ-Алинской системы. Широко развиты неотектонические структуры мезозоя и кайнозоя. Весьма широк спектр месторождений и проявлений полезных ископаемых.

Климат исследуемого района муссонный, с активной циклонической деятельностью, обильными осадками летом и холодным сильным ветром без осадков зимой. В зимний период (ноябрь—март) преобладают муссоны северного и северо-западного направлений, приносящие холодный и сухой воздух с материка.

За весь холодный период осадки не превышают 150 мм, хотя возможны снегопады с выпадением снега до 50 мм за сутки.

Средние температуры зимы составляют $-8-13^{\circ}\text{C}$. В период выноса морского воздуха возможны оттепели и грозы.

Весна сравнительно холодная. Средняя температура апреля от $+3^{\circ}$ до $+5^{\circ}\text{C}$. Осадков в течение весны выпадает мало.

Летом господствуют муссоны, дующие с востока и юго-востока. В первую стадию летнего муссона (с мая до середины июля) происходит вынос на побережье относительно холодного морского воздуха с Японского моря, который обуславливает прохладную и пасмурную погоду с туманами и моросящими дождями.

Вторая стадия летнего муссона длится с июля по сентябрь. Ей соответствует вынос юго-восточными ветрами более влажного и теплого морского воздуха. Этот вынос сопровождается циклонами, в том числе тропическими (тайфунами). Величина максимальных суточных осадков достигает 260 мм. Наибольшая годовая сумма осадков (800—900 мм) отмечается на западном побережье залива Петра Великого. Температура воздуха летом (август) на побережье достигает $+25^{\circ}\text{C}$.

Осенью происходит переход от летнего типа циркуляции воздушных масс к зимнему. В первой половине осени обычно стоит теплая, сухая и солнечная погода.

В течение всего года на побережье наблюдаются бризы со скоростью до 10 м/с.

Гидрологический режим рассматриваемой акватории определяется муссонным климатом, интенсивным речным стоком, большой изрезанностью береговой линии, наличием островов и системой постоянных течений.

Изменения уровня моря здесь обусловлены стонно-нагонными и приливно-отливными явлениями, сейшмами и изредка цунами.

В период летнего муссона наибольшая месячная амплитуда колебания уровня воды 1 м, абсолютная 1,6 м.

Приливы в основном неправильные, полусуточные. Наибольшая возможная величина приливов не превышает 0,4—0,5 м, величина сейшевых колебаний 0,2—0,5 м, иногда до 0,7 м. Колебания уровня воды, вызванные цунами в мелководных закрытых бухтах могут достигать 3,0 м.

Основную циркуляцию вод Японского моря, направленную против часовой стрелки, создают цусимское и приморское течения (скорость которых 0,2—0,5 узлов). Внутри общей циркуляции в заливах и бухтах, вокруг островов рассматриваемого района формируются зоны круговых течений.

Направление волнения связано с характером ветрового режима. Второяемость волнения максимальна осенью и зимой и достигает 6 баллов. Высота волн в открытой части моря может достигать 6–9 м.

Наиболее низкая температура воды отмечается в январе–феврале, в прибрежных водах она составляет -1° , -2°C , в открытом море от $+2$ до $+4^{\circ}\text{C}$. Самая высокая температура воды наблюдается в августе, до плюс $23\text{--}25^{\circ}\text{C}$.

Соленость воды на поверхности колеблется в течение года от 21 до 31 промилле в прибрежной зоне и от 33,5 до 34 промилле в открытом море. Максимум солености приходится на зимний сезон, минимум – на летний.

Прозрачность воды высокая – от 10 м в прибрежной зоне до 15 м в открытом море.

Ледовый режим в северо-западной части Японского моря несложный. Льды наблюдаются в виде припая и дрейфующей массы. Припай появляется в бухтах и заливах в ноябре–декабре; в конце декабря большинство бухт замерзает полностью. Навигация в районе, за исключением залива Петра Великого, может осуществляться круглый год. В первой половине апреля, обычно, наблюдается полное исчезновение дрейфующего льда, а в конце апреля – припая.

Растительность и животный мир. Растительность территории чрезвычайно разнообразна, что объясняется своеобразием рельефа, климата и историей развития. По составу флора характеризуется смешением растительных сообществ холодостойкой охотской и теплолюбивой маньчжурской с преобладанием первой в северном, а второй в южном районах. Отличительной особенностью территории является также наличие реликтов неогеновых и палеогеновых флор. Леса занимают 70–90 % территории. В северной части листа развиты преимущественно елово-пихтовые леса с участием березы, местами лиственницы, к югу в основном растут кедрово-широколиственные леса с такими породами как кедр корейский, дуб монгольский, пихта черная, клены, липы маньчжурская и амурская, ясень, ильм, тис, орех маньчжурский, бархат и др. В пределах Приханкайской низменности преобладают травянистые растения. Для наиболее низких участков характерны плавни, водная и болотная растительность.

В биогеографическом районировании северная часть Японского моря относится к умеренной (бореальной) области. Среди растений преобладают зеленые, бурые и красные водоросли, количество видов которых превышает 250. Особенно богаты заросли водорослей в литоральной зоне, где они иногда образуют настоящие «подводные леса». В них выделяются макроцистис и нерещистис, достигающие длины десятков метров, а также алерия, лессония и эклония. К промысловым водорослям относится ламинария (морская капуста) и анфельция. Морские травы представлены тремя видами зоостера и филлоспадексом (морским льном).

Животный мир моря весьма богат. Здесь обитают 615 видов рыб, из которых 40 относятся к промысловым. Это лососевые, сельдевые, тресковые, камбаловые, скорпневые (окуни), а также сайра, угловая рыба, минтай, навага, корюшка, красноперка, многочисленные виды бычков. Встречаются меч-рыба, сабля-рыба, из акул отмечаются сельдевая и колючая.

Млекопитающие представлены китообразными (до 10 видов) – горбач, кашалот, касатка и др.

Широкое распространение имеют беспозвоночные (до 15 видов) — кальмар, краб, креветка, гребешок, мидия, устрицы, морские ежи и звезды, трепанги, кукумария.

Планктон представлен тепловодными и холодноводными формами.

Экономика. На побережье рассматриваемой территории выделяются два природно-хозяйственных района: Южно-Приморский и Юго-Восточно-приморский.

Южно-Приморский район включает в себя Хасанский, Надеждинский, Шкотовский, Партизанский районы и города Владивосток, Артем, Находка, Партизанск. В настоящее время действуют пять крупных портов (Владивосток, Находка, Врангель Зарубино, Посъет) и несколько порт-пунктов (Ольга, Преображение, Ливадия, Славянка и др.). В портах и порт-пунктах осуществляется не только погрузка и разгрузка судов и их техническое обслуживание, но и сообщение с другими видами транспорта: железнодорожным, автомобильным, авиационным. Самые крупные города — Владивосток и Находка — имеют мореходную хозяйственную специализацию. В них работают морские и рыбные порты, судоремонтные, рыбоперерабатывающие предприятия, морские пароходства, морские учебные заведения. Приоритетными видами хозяйственной деятельности в Южно-Приморском районе являются транспортные (в т. ч. морские) перевозки, отрасли промышленности, связанные с морем (рыбная, судостроение, судоремонт, марикультура, океанические исследования и пр.), а также наукоемкое океаническое машиностроение, приборостроение, рекреация. В целом район характеризуется выгодным транспортно-географическим положением, развитой промышленностью, инфраструктурой, наличием квалифицированных кадров, научной базы. Большие перспективы в развитии района связываются с намечающимся строительством нефтепровода Ангарск—Находка.

Приморские горнодобывающие предприятия производят 100 % боропродуктов, свыше 70 % плавикового шпата, 80 % вольфрама, около 40 % свинца и цинка. Сырьевой базой цветной металлургии являются крупные месторождения полиметаллических руд, расположенные в северных районах Приморского края, месторождения плавикового шпата в Хорольском районе и боросиликатов в Дальнегорском районе. Ресурсную базу угольной промышленности района образует серия отдельных бассейнов и месторождений, бурые угли которых используются исключительно в качестве котельно-печного топлива. Важнейшим ресурсом территории традиционного природопользования, несомненно, являются леса, на основе которых развита лесная и деревообрабатывающая промышленность. Высокий уровень развития имеет сельское хозяйство. Основными сельскохозяйственными культурами являются соя, рис, сахарная свекла, гречиха, кукуруза, яровая пшеница, картофель и овощи.

В районе хорошо развита сеть дорог. Кроме основной железнодорожной магистрали Москва—Хабаровск—Владивосток имеются железные дороги Сибирцево—Арсеньев—Варфоломеевка, Сибирцево—Новокачалинск, Уссурийск—Пограничный и далее на Харбин (КНР), Барановский—Краскино—Хасан и далее в КНДР, Угольная—Находка. Развита сеть автомобильных дорог: с севера на юг проходит автомобильная дорога федерального значения — Владивосток—Хабаровск—Чита и далее на Москву и несколько дорог краевого значения: Владивосток—Находка—Партизанск—Лазо, Лазо—Чугуевка,

Лазо—Ольга—Кавалерово, Владивосток—Уссурийск—Кавалерово—Дальнегорск—Терней, Дальнереченск—Чугуевка, Дальнереченск—Восток-2, Уссурийск—Хасан—КНДР, Уссурийск—Пограничный—КНР, Уссурийск—Турий Рог—КНР и др. На юге территории имеются два морских порта — Владивосток и Находка; кроме того, на побережье имеется сеть порт-пунктов.

Геолого-геофизическая изученность. На начало работ по подготовке комплекта Госгеолкарты-1000/3 для территории листа К-(52), 53 уже имелись: утвержденная Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 (ФГУГПП «Хабаровскгеология»), геофизическая основа масштаба 1 : 1 000 000 (карты аэрогаммаметрических — ФГУГП «Приморская ПСЭ» и гравиметрических полей — ФГУГП «Дальгеофизика») и дистанционная основа — ФГУП «ВСЕГЕИ». Геофизическая основа ГК-1000/3 была создана специалистами ГИН РАН, ВИРГ-Рудгеофизика и ТОИ ДВО РАН.

В 2006 г. был создан комплект Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения) на территорию суши листа L-(52) — Пограничный, 53 — оз. Ханка; К-(52) — Владивосток, (53) — Находка [188]. Работы проводились ФГУГП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция» совместно с генеральным подрядчиком ФГУП «ВСЕГЕИ». Работы выполнялись в рамках объекта № 14 «Создание комплектов Госгеолкарты-1000/3 по листам М-40, -41, N-41; N-49; М-38; М-48; Q-53; O-53; L-53; М-53», предусмотренного Пообъектным планом работ МПР России по воспроизводству минерально-сырьевой базы из средств Федерального бюджета на 2003 г.

Работы субподрядчика выполнялись по договору подряда № 14-10-2003 на выполнение работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы от 6 ноября 2003 г. между ФГУГП «ВСЕГЕИ» (Заказчик) и ФГУП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция» (Исполнитель). Права и обязанности Исполнителя по упомянутому договору подряда с 1.10.2006 г. перешли ОАО «Приморгеология» (правопреемник ФГУГП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция»).

В ОАО «Приморгеология» были составлены основные карты комплекта — геологическая, полезных ископаемых с базами данных, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых и эколого-геологическая схема. Часть работ по созданию карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых были выполнены ФГУП «ВСЕГЕИ», с 5 апреля 2005 г. эти работы выполнялись ОАО «Приморгеология». Геохронологические определения производились в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ».

Комплект ГКК-1000/3 на территорию суши листа L-(52) — Пограничный, 53 — оз. Ханка; К-(52) — Владивосток, (53) — Находка стал одной из основ создания настоящего комплекта. Части суши карт и схем перенесены из вышеописанного комплекта практически без изменений с последующей увязкой с картами и схемами акватории.

История геологической картографии территории листа К-(52), 53 насчитывает более 130 лет. Ее начало относится к 1852 г., когда географами были даны первые сведения о геологическом строении Уссурийского края. Первые обобщающие работы по геологии Приморского края были изданы в 1930-е годы. В 1932 г. была опубликована сводная работа А. Н. Криштафовича по геологии и полезным ископаемым Приморья и Дальнего Восто-

ка, в которой изложены наиболее убедительные и проверенные факты предшественников, критически оценены их взгляды. В 1935 г. Г. П. Воларовичем и В. З. Скороходом была составлена первая мелкомасштабная геологическая карта Приморского края с объяснительной запиской. В 1941 г. закончена сводная работа В. З. Скорохода, обобщившего материалы по геологическому строению и полезным ископаемым южной части советского Дальнего Востока. В 1947 г. под редакцией А. А. Леонтовича составлена мелкомасштабная геологическая карта южной части Дальнего Востока. В 1950 г. коллектив геологов ВСЕГЕИ составил схему тектонического районирования Дальнего Востока на основе выделения структурно-фациальных зон. Более подробная схема была представлена в 1953 г. И. И. Ицкисоном. В 1954 г. П. Н. Кропоткин опубликовал тектоническую карту южной части Дальнего Востока, выделив на ней крупные структурные единицы: Ханкайский массив, Даубихинскую зону, Главный антиклинорий, Главный синклинорий, Прибрежную антиклинальную зону. В это же время Н. А. Беляевским была опубликована тектоническая схема Приморья, несколько отличная от схемы П. Н. Кропоткина, где были выделены Западный, Центральный, Восточно-Сихотэалинский структурные швы. Третью схему тектонического районирования Приморья в этом же году составил М. Г. Органов.

В 1955 г. завершились геологические исследования под руководством Н. А. Беляевского [160]. Были обобщены все геологические материалы, полученные в предшествующие десятилетия. В геологической записке к геологической карте масштаба 1 : 500 000 рассмотрены основные черты стратиграфии, магматизма и тектоники.

В 1950-е годы началось планомерное геологическое картирование территории листа в масштабе 1 : 200 000. На всю территорию (кроме нескольких листов) были составлены, подготовлены к изданию и изданы листы масштаба 1 : 200 000 (первое поколение), авторами которых были: В. И. Анойкин, А. А. Асипов, И. И. Берсенев, Ю. П. Бидюк, Б. И. Васильев, В. В. Ветреников, В. А. Дымович, М. А. Евланова, Ю. Б. Евланов, Л. А. Изосов, Е. Д. Касьян, С. П. Кузменко, В. В. Куликов, Ф. Р. Лихт, П. В. Маркевич, В. К. Мостовой, В. И. Надежкин, Л. А. Неволин, Н. С. Подгорная, В. Г. Плахотнюк, И. К. Пуштин, В. Н. Силантьев, Ю. Г. Струве, Ю. Н. Размахнин и др. [17, 19, 20, 153, 154, 200, 211]. Одновременно большим коллективом геологов проводилась съемка масштаба 1 : 50 000, которой в 1950–1980-е годы была покрыта почти вся территория листа. В большом объеме проводились тематические исследования по стратиграфии и палеонтологии [161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 203, 204, 205, 208, 218, 219ф, 220, 221, 225, 227, 233, 273], работы Е. Б. Волынца, Н. К. Жарниковой, А. В. Киселевой, И. П. Макухиной, О. Окуневой, Е. С. Панасенко, В. С. Руденко, С. В. Рыбалко, О. Л. Смирновой, С. А. Шороховой и др.

В 1961 г. Б. А. Иванов предложил свою схему стратиграфии, структурно-фациального и тектонического районирования Южного Сихотэ-Алиня: выделены Гродековская, Ханкайская и Сихотэ-Алинская структурно-фациальные зоны.

И. И. Берсенев в 1959 и 1963 гг. опубликовал схему тектонического районирования Приморского края, выделив Ханкайскую область байкальской

складчатости, Гродековскую и Южно-Приморскую области герцинской и наложенной мезозойской складчатости и Сихотэ-Алинскую область мезозойской складчатости. Этой схемой пользовались более 20 лет.

В 1965 г. издана геологическая карта Сихотэ-Алинской складчатой области сопредельных территорий масштаба 1 : 500 000 под редакцией Н. А. Беляевского. Эта карта долгое время использовалась для определения направления геологосъемочных и поисковых работ.

Наиболее полная за все время свodka по геологии Приморья была составлена большим коллективом геологов под редакцией И. И. Берсенева и издана в 1969 г. — «Геология СССР, т. XXXII. Приморский край» [29]. Аналогичная работа по Хабаровской территории листа L-(52), 53; K-(52), (53) издана в 1966 г. — «Геология СССР, т. XIX» [29].

В 1980 г. составлена аэрофотогеологическая карта Приморского края масштаба 1 : 500 000 под редакцией В. П. Василенко с использованием всех новейших на то время геологических данных. В этом же году вышла из печати геологическая карта листов L-(52), 53 масштаба 1 : 1 000 000 под редакцией Р. И. Соколова, где обобщен материал по стратиграфии, интрузивным образованиям, тектонике юго-западной части Приморского края.

В 1983 г. Ю. Н. Олейником предложена новая схема тектонического районирования Приморского края. Им выделены складчатые комплексы: докембрийские, кембрийские, средне- и позднепалеозойские и мезозойские. Одновозрастные складчатые комплексы объединены в зоны, ограниченные трансструктурными разломами. В этом же году составлена карта-схема глубинного строения Приморья (автор В. К. Клюев), Тектоническая схема Приморья масштаба 1 : 500 000 (редакторы В. М. Чмырев, В. А. Бажанов), структурно-тектоническая карта Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса масштаба 1 : 200 000.

В 1986 г. издана Геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 (редакторы В. А. Бажанов, Ю. Н. Олейник), где учтены все новые геологические данные по состоянию на 1.01.1983 г. [4].

В 1990 г. составлена Геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 500 000 (автор Л. Ф. Назаренко, редактор В. А. Бажанов). При составлении карты использованы материалы последних геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000, результаты последних тематических и обобщающих работ, материалы IV Дальневосточного межведомственного регионального стратиграфического совещания, Решения III и IV Дальневосточных петрографических совещаний.

В 1994 г. издана Геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 листа L-53, (54) под редакцией Р. И. Соколова, где дана краткая геологическая характеристика восточной части листа L-53.

В 1996 г. издана Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000 (главные редакторы: Л. И. Красный, Пэн Юньбао, заместители главных редакторов: Ван Ин, А. С. Вольский, В. П. Полеванов, Сюй Яньцин) [24]. Карта в том числе охватывает всю территорию листов L-(52), 53; K-(52), (53) и определяет положение выделенных здесь структур в более глобальных структурах Дальневосточного региона.

В 1998–2002 гг. на территории листов L-52-V, VI; L-53-XIV, XV, XX, XXVI, XXVIII, XXXIII, XXXIV, XXXV; K-52-XI, XII, XVII, XVIII; K-53-VII,

VIII, IX проведено ГДП-200 с целью подготовки к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения [234, 214] — работы Г. Л. Амельченко, А. Ф. Атрашенко, В. А. Дымович, А. Я. Костин, В. М. Лосив, В. А. Михайлов, А. Н. Найдено, В. И. Рыбалко, А. А. Сясько.

В 2003 г. составлена Геологическая карта Хабаровского края масштаба 1 : 1 000 000 (авторы: А. Ф. Васькин, В. А. Гурьянов), при составлении которой использованы новые геологические материалы, в том числе материалы последних ГДП-200. Карта захватывает северную часть листов L-(52), 53, K-(52), (53) (Хабаровский край и Еврейская автономная область) и была использована при составлении последнего.

В период 1998–2000 гг. велись работы по составлению серийных легенд Госгеолкарты-200/2: Буреинской (А. Ф. Васькин), Комсомольской (В. Ю. Забродин и др.), Николаевской (В. А. Кайдалов, В. А. Дымович), Южно-Сихотэалинский (В. А. Бажанов). В результате для территории каждой серии были уточнены схемы геолого-структурного и минерагенического районирования; в соответствии со Стратиграфическим и Петрографическим кодексами приведены наименования и характеристики картографируемых стратиграфических и магматических подразделений. На их основе в 2002 г. в ФГУГП «Хабаровскгеология» была составлена легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 (гл. редактор А. Ф. Васькин).

Исследования четвертичных отложений XIX и начала XX веков, связанные с именами Н. М. Пржевальского, Ф. В. Шмидта, Д. Л. Иванова, В. К. Арсеньева, Э. Э. Анерта, в настоящее время представляют исторический интерес. В 1930-е и последующие годы прошлого столетия изучением различных аспектов геологии, включая четвертичные отложения, занимались А. Н. Криштофович, В. З. Скороход, Г. М. Власов, Е. Ф. Малеев, А. З. Лазарев, Г. У. Линдберг, А. А. Рязанцев, Г. Н. Курносова, В. Ф. Гапонова, Л. П. Караулова, А. П. Жузе, А. И. Моисеева, Б. П. Пода, И. Г. Гвоздева, Н. И. Белянина, Е. И. Царько, Ю. А. Ливеровский, В. В. Никольская, В. К. Сохин, В. В. Соловьев, Г. С. Ганешин, А. И. Животовская. Своеобразным завершением этапа изучения четвертичных отложений второй половины 1950-х годов явилось построение карты четвертичных отложений Приморского края масштаба 1 : 500 000 с пояснительной запиской (Б. П. Пода, В. К. Сохин, Л. П. Караулова, Е. М. Назаренко, Л. А. Федорова). Новый этап в развитии стратиграфии четвертичных отложений связан с исследованиями А. М. Короткого, результаты которых изложены в многочисленных отчетах, статьях и монографиях [54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63]. В содружестве с Л. П. Карауловой им разработана стратиграфическая схема четвертичных отложений Приморья, которая прошла апробацию на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока СССР. А. М. Коротким заложены основы палеогеографической реконструкции четвертичного этапа Приморья, проведена корреляция осадков шельфа и континентальной окраины Юга Дальнего Востока. В 1970-е и 1980-е годы на территории Западного Приморья проводились геологические и комплексные съемки масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации и масштаба 1 : 200 000 параллельно с геологическим доизучением. Они сопровождались большими объемами бурения и комплексными лабораторными анализами кернa. В том числе были пробурены и комплексно изучены разрезы четвертичных отложений на акватории оз. Ханка. Помимо традици-

онных спорово-пыльцевого и диатомового методов анализа внедрены палеокарпологический и радиоуглеродный методы, изучение энтомофауны, фораминифер, остаточного намагничивания, уран-йониевый метод датировки карбонатсодержащих осадков. Проведенные работы позволили получить большой объем новой информации, на основе которой в 1997 г. Б. И. Павлюткиным завершено составление Карты четвертичных отложений Приморского края масштаба 1 : 500 000.

Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 выполнена на большей части территории листа за исключением площади Сихотэ-Алинского заповедника и приграничных с Китаем территорий в Пограничном и Ханкайском районах (Р. Л. Каплун, 1954 г.; М. М. Кириченко, 1958 г.; С. Р. Голубева, 1960 г.; Р. Г. Кулинич, В. В. Гуревич, 1960 г.; Р. Г. Кулинич, 1961 г.; Е. А. Васильев, Л. П. Васильева, А. П. Галаур, 1961 г.; Н. В. Доськов, В. В. Ханин, 1962 г.; Р. Г. Кулинич, В. В. Гуревич, 1963 г.; Е. А. Васильев, А. П. Галаур, 1963 г.; А. П. Галаур, В. И. Бобринев, 1966 г.; М. И. Дедов и др., 1973 г.; В. В. Намакштанский, 1972 г.; В. В. Намакштанский, Г. И. Михайлова, 1974 г.; В. В. Намакштанский, 1976 г.; А. М. Петрищевский, М. И. Яловцев, Н. В. Потапенко, В. Н. Сорока, В. Т. Пономарев, 1975 г.; В. В. Намакштанский, 1977 г.; А. М. Петрищевский, Н. В. Потапенко, М. И. Яловцев, В. Н. Сорока, 1978 г.; В. В. Намакштанский, 1979 г.; Л. Н. Павленко, З. Н. Коломиец, А. С. Марус, 1981 г.; В. К. Ключев, З. Н., Коломиец, А. С. Марус, 1983 г.; А. М. Владимиров, 1984 г.; В. Д. Соколовский, В. И. Уралов, М. Ф. Галай, 1985 г.; В. В. Намакштанский, 1985 г.; В. К. Ключев, З. Н. Коломиец, В. А. Попов, 1986 г.; В. К. Ключев (отв. исп.), 1988 г.; П. В. Николюк, 1988 г.; П. В. Николюк, 1990 г.; Т. И. Мяктынова (отв. исп.) 1992 г.; П. В. Николюк, 1994 г.; В. В. Намакштанский, 1999 г. Работы характеризуются проведением съемок структурного направления и заверочными детальными работами. Съемки масштаба 1 : 50 000 четких положительных результатов по прямым поискам руд не дали.

В разные годы обобщение и переинтерпретацию материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 с целью изучения глубинного строения земной коры и рудно-магматических районов выполняли: Р. Г. Кулинич, А. В. Жуковская, 1967 г.; В. М. Щербинин, В. К. Ключев, 1981; В. П. Макаров, О. А. Торлопова, 1985.

По материалам аэромагнитных съемок масштаба 1 : 200 000 (Ривош Л. А., 1958 г.; Антонов Ю. М., 1959 г.) Г. К. Шило в 1986 г. была составлена карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 1 000 000 на листы L-52, 53, 54, K-52, 53 с объяснительной запиской. Большая часть территории охвачена 2- и 5-канальными аэрогеофизическими съемками масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000 (Г. К. Шило, 1960 г.; Г. К. Шило, 1961 г.; С. В. Головкин, 1961 г.; Г. К. Шило, А. П. Процаев, А. П. Галаур, 1962 г.; А. П. Гапонов, 1968 г.; В. Т. Карпушкин, 1969 г.; Е. П. Колесников, 1969 г.; С. В. Головкин, 1972 г.; Е. П. Колесников, 1972 г.; Е. П. Колесников, 1973 г.; З. А. Ильинская, 1973 г.; С. В. Головкин, 1974 г.; В. К. Ключев, 1974 г.; В. К. Ключев, 1975 г.; А. В. Манаков, 1978 г.; В. И. Васюков, 1978 г.; З. А. Ильинская, 1978 г.; В. И. Васюков, 1979 г.; А. В. Манаков, 1980 г.; А. В. Манаков, 1982 г.; В. А. Захаров, 1982 г.; В. И. Васюков, 1982 г.; Б. А. Гаркалин, 1983 г.; Е. М. Радченко, 1984; Б. А. Гаркалин, 1984 г.; В. И. Васюков, 1985 г.; Е. М. Радченко, 1985 г.; Н. Ф. Буланова, 1986 г.; Н. Г. Корсакова, 1986 г.;

И. О. Ермилова, 1987 г.; В. Г. Домбровский, 1987 г.; Е. М. Радченко, 1987 г.; В. Г. Домбровский, 1988 г.; В. Г. Домбровский, 1989 г.; А. В. Жуковская 1989 г.; А. П. Дубинский, 1991 г.; Е. М. Радченко, 1992 г.; В. Д. Соколовский, 1992 г.; Ю. И. Скорняков, 1994 г.; Е. М. Радченко, 1994; С. И. Дмитрук, 1996 г.; Т. В. Володькова, 1999 г.). Аэрогеофизические исследования были направлены на решение структурных задач, в помощь крупномасштабному геологическому картированию и выделению аномальных участков сульфидизированных и метасоматически измененных пород.

На территории листа L-(52), 53; K-(52), (53) выполнено ГСЗ по трем профилям: Зарубино—Кировский, Спасск—Дальний—Бухта Тадуши, Бикин—Верхняя Кема (Аргентов и др., 1976). Построены три многослойных сейсмических разреза и выделены на них зоны глубинных нарушений. Установлено, что земная кора имеет континентальный тип строения. Мощность земной коры Приморья колеблется в пределах 30—40 км. При проектировании АЭС в Красноармейском районе построено два профиля МОВЗ (Медведев В. Н., 1990 г.). Геоэлектрический разрез лито- и астеносферы изучался методом МТЗ (А. М. Порай и др., 1980 г.; С. С. Старжинский, 1983 г.; Ю. Н. Кондратьев, 1987 г.; В. Б. Каплун, 1990, 1996 гг.). Сейсморазведочные работы МОВ и ПВ в основном проводились в пределах распространения кайнозойских отложений с целью изучения морфологии и глубинных характеристик депрессий при поисках горючих ископаемых, а также в дополнение к инженерно-гидрогеологической съемке (Г. З. Гурарий, Д. В. Петрик, 1957 г.; И. С. Коржов, 1963 г.; И. П. Моргун, 1964 г.; Ю. А. Власов, 1968 г.; Ю. А. Власов, Т. К. Злобин, И. П. Смилга, 1968 г.; Ю. А. Власов, 1969 г.; Ю. А. Власов, Т. К. Злобин, 1971 г.; Т. К. Злобин, И. П. Смилга, 1972 г.; Т. К. Злобин, Л. М. Злобина, 1974 г.; В. А. Бормотов, М. И. Яловцев, 1976 г.; В. П. Коковин, 1978 г.; В. П. Коковин, 1979 г.; В. П. Коковин, 1981 г.; В. П. Коковин, 1982 г.; И. Н. Лобусова, А. В. Лукьянченко 1982 г.; В. П. Коковин, 1984 г.; В. П. Коковин, 1986 г.; Т. А. Петрищевская, 1986 г.; Ф. М. Клочкова, В. А. Клочков, 1987 г.; Т. А. Петрищевская, 1987 г.; А. А. Ефимов, В. И. Кравцов, 1990 г.; В. И. Кравцов, И. Н. Лобусова, 1991 г.; В. Е. Осыка, 1992 г.; В. П. Коковин, 1994 г.; В. П. Коковин, 1996 г.). На стадии общих поисков масштаба 1 : 50 000 включались металлотрия, наземная магниторазведка, спектро- и радиометрия, естественное электрическое поле (ЕП). При укрупнении масштаба до 1 : 10 000 вместо ЕП выполнялись наблюдения методами ДП, ВП, ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, МПП.

Геохимическое опробование донных осадков и мелкозема склоновых отложений проводилось как в процессе ГСР-50, так и по самостоятельным проектам на многочисленных поисковых участках в рудных районах (масштаб 1 : 10 000, 1 : 25 000). Одновременно с геохимическим опробованием донных осадков и мелкозема склоновых отложений в процессе ГСР-50 проводилось гидрохимическое опробование.

На территории листа выполнен большой объем поисковых работ. После заключения в 1858 г. Айгунского договора между Россией и Китаем Н. Н. Муравьев-Амурский направил в 1859 г. экспедицию на Уссури, которая проводила и геологические наблюдения. В одной из бухт залива Посыет был обнаружен первый уголь Приморья. В 1861 г. в вершине Амурского залива были найдены пять месторождений угля. В 1867 г. было открыто Тавричанское месторождение угля и организована его добыча. В 1870 г. инже-

нер И. Боголюбский произвел разведку Сучанского угольного месторождения. В связи со строительством Транссибирской магистрали в 1888—1896 гг. в разряд первоочередных выдвинулась проблема поиска и разведки месторождений угля, способных удовлетворить потребности железной дороги, флота и растущего населения края. В 1888—1896 гг. экспедицией Горного ведомства под руководством инженера Д. Л. Иванова было тщательно обследовано Сучанское месторождение. Пласты полуантрацитового угля оказались пригодными для разработки промышленным способом. Исследованием золотоносности территории этой же экспедицией выявлены новые золотоносные районы.

Первые зерна касситерита в россыпях были обнаружены еще в конце XIX столетия в районе горы Судно в Ольгинском районе. В 1934 г. Л. В. Радугина (ЦНИГРИ) определила в рудах Больше-Синанчинского месторождения большое количество касситерита и станнина. Это подтолкнуло на поиски олова в Приморье. На этом месторождении были организованы разведочные работы под руководством В. В. Бастракова, который впервые в Приморье подсчитал запасы олова в количестве 1422 т.

Одновременно с разведкой началось строительство горнообогатительного комбината — комбината «Синанчаолово» и поселка, население которого достигало 4—5 тыс. чел. В 1941 г. предприятие начало выпуск концентратов. Со следующего года развернулись поисково-ревизионные работы на олово на известных полиметаллических месторождениях. Был определен второй промышленный на олово объект — Смирновское жильное оловянно-полиметаллическое месторождение, которое в период 1940—1946 гг. разведывалось партией под руководством М. П. Материкова. Были подсчитаны запасы олова, свинца, цинка. Месторождение оказалось в то время самым крупным в стране по запасам олова. Летом 1936 г. было открыто Датолитовое месторождение. В 1930—1950-е годы геологической службой комбината «Сихали» в окрестностях месторождения Верхнее были открыты и вовлечены в отработку 1-е Советское в 1946 г., затем в 1951 г. — 2-е Советское и Партизанское месторождения.

3 мая 1943 г. в пос. Кавалерово была создана Кавалеровская экспедиция и до 8 мая 1964 г. имела название Лифудзинская. Работу начал небольшой отряд геологов и горняков под руководством Д. И. Ивлиева. В 1945 г. одним из отрядов были открыты Верхне-Колтухинское (Высокогорское) оловорудное месторождение (Д. И. Ивлиев, Н. П. Рябинин), месторождение горы Ким (А. В. Кочубей, 1947 г.), Перевальное и Рубежное (П. А. Эпов, 1946 г.), Лиственное (Д. И. Ивлиев), Лагерное (В. В. Чернобровкин). Геофизиками с помощью металлометрической съемки открыты месторождения: Соболиное (Ю. М. Топильский, 1957 г.), Арсеньевское (Н. П. Ченцов, 1958 г.), Новогорское (О. П. Дрыботий, Н. П. Ченцов, 1960 г.).

В 1952 г. образована Иманская (Таежная) экспедиция, территориально охватывающая северную часть листа. В 1953—1954 гг. партии экспедиции подтвердили высокую перспективность площади в отношении олова. Были вскрыты богатые руды на месторождении Дальнетаежное, выявлены месторождения Зимнее, Тернистое, Тигриное, Забытое и целый ряд участков.

В 1954—1955 гг. на площади 15 тыс. км² выявлены Трапедия, Арминское, Широкодолое, Ветвистое—Рогатое, Солонцовое, Шумное, Базовское, Пе-

ревальное, Веселое, Солнечное, Чимчигузское, Голубой Спотыкач, Далекое, Средне-Микулинское.

В 1960 г. были утверждены запасы олова Дальнетаежного, а в 1961 г. – Тернистого месторождений. Возглавляли эти работы Н. И. Лаврик, П. Н. Антонов, Ю. Н. и Э. М. Размахнины, В. К. Мостовой, Б. Л. Хоменко и многие другие.

В 1961 г. было выявлено уникальное месторождение вольфрама Восток-2, оловорудное Междуречное, олово-полиметаллическое Красное, Средне-Бикинское буроугольное, россыпи золота рек Правая Красная, Малая Сибича. Обобщением и анализом геологических материалов занимались О. П. Макаров, Н. Я. Тарасенко.

С применением новых технических средств была дана промышленная оценка Улиткинскому золотороссыпному узлу, выявлены россыпные месторождения золота рек Бешеная, Улитка, Полысаевский, Предгорка. Выявлено и разведано Скрытое месторождение вольфрама, а несколько раньше – Лермонтовское месторождение (в содружестве с Геологосъемочной экспедицией). В конце 1980-х годов завершена разведка Тигриного вольфрам-оловорудного месторождения.

Ипполитовская экспедиция проводила работы в западной части территории, преимущественно в пределах Ханкайского срединного массива. Организована она в 1948 г. (начальник В. Л. Богданович, техрук М. П. Материков). В течение 3 лет было разведано уникальное месторождение флюорита – Вознесенское. Там же обнаружено оловянное месторождение Ярославское. Были выявлены участки Нагорный, Овражный, Долинный, Партизанский, Чапаевский, Березянский. За 7 лет открыты все известные в районе месторождения, объединенные в Вознесенский рудный район. На рубеже 1952–1954 гг. партии экспедиции начали поиски углей, черных и редких металлов, агрономических руд. В период 1954–1962 гг. опоискованы значительные площади в Хасанском, Партизанском, Ханкайском районах.

Сучанская геологоразведочная экспедиция «Дальгеолтреста» была организована в 1947 г. Ее работа была тесно связана с разведкой угольных месторождений Сучанского (Партизанского) бассейна. С 1960 г. экспедиция, кроме угля, стала заниматься поисками и разведкой различных полезных ископаемых. На уч. Нижний были выявлены рудные тела с высоким содержанием олова, а на уч. Фасольный – свинца. В 1961–1981 гг. проводилась разведка Нижнего и Юбилейного месторождений.

В начале 1970-х годов проведена разведка золотороссыпного месторождения – Соболиная Россыпь. Для фарфоровых заводов края разведано месторождение Сергеевское. С 1.01.1972 г. экспедиция была преобразована в Тихоокеанскую морскую экспедицию, которая оценила полезные ископаемые шельфовой части побережья.

Приморская поисково-съемочная экспедиция была создана в 1956 г. с целью проведения геологосъемочных работ в крае.

Центральная геохимическая партия, созданная в конце 1960-х годов, провела большую опытно-методическую работу, ориентированную на разработку методик поисков и оценки месторождений (А. И. Бурого, Э. И. Чуланов, С. С. Караулов и др.). Большое внимание было уделено изучению первичных ореолов золоторудных объектов южной части территории.

Приморская поисковая партия проводила поиски, начиная с 1967 г., на олово и вольфрам в Самаргинском рудом районе (А. В. Судаков).

Партия металлов в 1970-е годы составляла полистные прогнозно-металлогенические карты разного масштаба на вольфрам (Ю. Г. Иванов), олово (Ю. Г. Иванов, А. Ф. Крамчанин, В. М. Щербинин), медь (В. В. Белов), золото (В. Н. Назаренко, В. П. Давыдов), апатит и др.

Партия Прогнозов провела обобщающие исследования по некоторым видам нерудного сырья (В. С. Коренбаум, В. А. Тащилкин, И. С. Свинников и др.), на вольфрам (Ю. И. Максименко и др.), на олово, свинец и цинк (Э. М. Размахнина), на золото в Самаргинском и Тернейском районе (А. Н. Родионов), создана металлогеническая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 [255]. Начиная с 1985 г., группа геологов под руководством В. М. Щербинина и А. Ф. Крамчанина проводила учет и оценку твердых полезных ископаемых на начало каждой пятилетки.

Геофизические исследования экспедиция проводила с 1961 г. под общим руководством сначала Н. Н. Гречихина, а позднее Б. И. Каштаева. В 1968 г. была создана Аэрогеофизическая партия (Г. К. Шило и др.). В 1981 г. отдельные отряды геофизиков были объединены в одну партию под руководством В. В. Антипова, а затем В. П. Дронова. Партия проводила работы как на отдельных поисковых участках, так и оказывала помощь в геологическом картировании.

Артемовская экспедиция – одна из старейших геологических организаций Приморья. Создана она в 1929 г. в г. Артем на базе треста «Артемуголь». На первых порах она занималась исключительно разведкой месторождений угля, позднее поисками и разведкой нерудного сырья и строительных материалов. В период с 1960 по 2002 гг. экспедицией было разведано более 130 месторождений: цементного, фарфорового сырья, строительного камня, облицовочных камней, кирпичных и керамзитовых глин, беложгущихся и огнеупорных глин, песков и гравийно-песчаных смесей, сырья для производства минеральной ваты, извести и известняковой муки, легких заполнителей бетонов, формовочных песков, вермикулита.

Экологические исследования и мониторинг окружающей среды в Приморье ведут несколько организаций различных ведомств: МПР по Приморскому краю, Государственный комитет по охране окружающей среды, Приморский центр экологического мониторинга, ПТЦ «Приморгидромет», фирма «Экоцентр» и другие экологические организации и фонды по многочисленным экологическим программам. Из исследователей, внесших весомый вклад в геолого-экологическое изучение территории, следует отметить: А. И. Бурого, 1998, 2005 гг.; С. А. Шлыкова, 1995 г.; Л. Г. Барышеву, 1993 г.; Р. А. Валееву, 2005 г.; А. В. Довгаль, 1993 г.; Г. Н. Елисафенко, 1999, 2000 гг.; О. Г. Старова, 1992 г.; Б. В. Цоя, 1988 г.; В. И. Шерстобитова, 2003 г. и др. В последние годы ведутся планомерные геолого-экологические работы при геологическом доизучении площадей масштаба 1 : 200 000.

Разрозненное и эпизодичное изучение подземных вод в 1930–1950-х годах сменилось в 1950–1980-е годы массивными гидрогеологическими съемками масштаба 1 : 200 000 (И. И. Берсенев, 1949, 1951 гг.; С. А. Гурьев, 1951 г.; Ю. А. Иванов, 1952 г.; В. Г. Плахотник, 1954 г.; В. К. Сохин, 1962 г.; Ф. Р. Лихт, 1964 г. и др.) и масштаба 1 : 50 000 (Г. А. Николаев, 1986,

1989 гг.; А. П. Дубинский, 1982, 1983, 1990 гг.; В. И. Пчелкин, 1973, 1976, 1978 гг.; В. С. Рынков, 1963, 1967 гг.; Б. И. Васильев, 1957–1962 гг. и др.). Попутно проводились интенсивные поисково-разведочные работы на воду (С. В. Перепада, 1964 г.; А. Н. Челноков, 1979, 1982, 1987 гг.; Н. С. Слюсарева, 1977 г.; Ю. В. Коваль, 1982, 1986 гг.; А. Н. Самусенко, 1981 г. и др.). Обобщающие крупные работы выполнили Т. И. Исупова, 1991 г.; А. С. Возняковский, 1985, 1989, 1993, 2000 гг.; В. М. Скрипко, 1994 г.; Н. Ф. Фоменко, 1997 г. и др.

К началу 2007 г., т. е. ко времени выполнения задания по увязке материалов суши и акватории Японского моря в рамках единого листа К-(52), 53 ГК-1000/3, комплект ГК на территорию суши в пределах единого блока L-52, L-53, K-52 и K-53 был полностью завершен и утвержден к изданию Бюро НРС в январе 2007 г. (отв. исп. Г. С. Белянский, редактор С. В. Коваленко). Материалы по суше листов К-(52), 53 были выделены из цифровой модели и полностью (с небольшой редакторской правкой) интегрированы в сведенный лист К-(52), 53 вместе с данными по акватории Японского моря.

Изучение акватории Японского моря было начато в середине позапрошлого столетия с отдельных работ по промеру глубин и описанию берегов (1850–1855 гг., Г. И. Невельский, 1854 г. – И. С. Чиковский на фрегате «Паллада»).

Систематические гидрографические исследования были начаты в 1880 г. в связи с организацией «Отдельной съемки Восточного Океана». Они начались с работ капитана Стенина по описи залива Петра Великого.

В 1922 г. во Владивостоке было организовано Дальневосточное отделение геолкома. Работы геолкома были направлены главным образом на выявление и обследование месторождений минерального сырья. Одновременно проводились съемки угольных бассейнов и побережья Японского моря.

Материалы по золотосодержащим рудникам о-ва Аскольд за 1921–1927 гг. были обобщены П. И. Поляковым. Им же опубликованы результаты разведки морской золотоносной россыпи в б. Наездник на о-ве Аскольд (1925 г.).

С 1929 г. начались работы по выполнению пятилетних планов развития народного хозяйства. Дальгеолком был реорганизован в Дальневосточный геологоразведочный трест (ДВГРТ), который провел геологосъемочные работы среднего масштаба (Н. Е. Гухман, 1934 г., Б. М. Штемпель, 1936 г., П. Г. Мартынов, 1939 г., В. В. Медведев, 1948 г. и др.).

В 1949 г. было организовано Приморское геологическое управление (ПГУ), сосредоточившее в своих руках почти все виды геологоразведочных работ, проводившихся в Приморье.

Необходимость расширения поисковых работ выдвинула задачу систематического среднемасштабного геологического картирования всей территории Приморья, включая площади, покрытые съемками этого масштаба в довоенные годы.

Съемки среднего масштаба были начаты в прибрежных районах в 1948 г. геологами Четвертого геологического управления Б. И. Васильевым (1955–1957 гг.), И. Н. Лобачевым (1949 г.), Ю. М. Вдовиным (1950 г.).

Накопившийся фактический материал позволил Г. И. Кропоткину, К. А. Шахварстовой и С. А. Салуну (1953 г.), а позднее Н. А. Беляевскому со-

ставить общую схему стратиграфии отложений от архейских до неогеновых. Схемы стратиграфии четвертичных отложений были составлены одновременно Г. С. Ганешиным, Н. А. Беляевским и И. И. Берсеныным (1956 г.). В мае 1956 г. в г. Хабаровск было проведено Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Дальнего Востока. Большинство схем было принято в качестве рабочих. В этом сказались еще недостаточная изученность палеонтологии и стратиграфии.

В этот период были изданы Государственные геологические карты СССР масштаба 1 : 200 000 на все листы рассматриваемой площади. Расширились крупномасштабные геологосъемочные работы. Сотрудниками ВСЕГЕИ Г. С. Ганешиным и В. В. Соловьевым была составлена геоморфологическая карта в масштабе 1 : 500 000. В основу карты был положен морфогенетический принцип.

Геоморфологические исследования, охватывающие побережье северо-западного сектора Японского моря, связаны преимущественно с вопросом колебания уровня моря. В начале XX в. была распространена идея о наличии на берегах Приморья классической для Средиземноморья лестницы высоких террас, морской генезис которых вроде бы подтверждался находками морской фауны в осадках этих террас (Иванов, 1896 г.; Мушкетов, 1910 г.; Виттенбург, 1916 г.; Домбровский, 1925 г.; Штемпель, 1929 г.; Овсянников, 1929 г.).

В настоящее время сторонниками высокого стояния уровня моря в плейстоцене являются Г. У. Линдберг, Г. М. Власов, В. В. Соловьев, Р. Б. Крапивнер.

Изучение культуры «раковинных куч» на берегах залива Петра Великого позволило доказать, что находки морской фауны на высоких уровнях связаны с деятельностью древнего человека (работа Ганешина и Окладникова, 1956 г.). Это позволило другим исследователям утверждать [54, 55, 57], что на побережье развиты лишь современные абразионные и аккумулятивные формы, а местами — низкая морская терраса среднеголоценового возраста. Более высокие террасовые уровни, по их мнению, формировались в субаэральных условиях и представляют собой либо аккумулятивно-денудационные континентальные равнины, либо речные террасы.

По поводу современного регрессивного состояния берегов разногласий нет.

В послевоенные годы были значительно расширены океанологические и морские геологические исследования, временно приостановленные в годы войны.

Особое место в изучении осадков Японского моря занимают работы НИС «Витязь». Комплексной экспедицией, проведенной в 1949–1957 гг. Институтом океанологии АН СССР, был собран обширный материал по геологии, геоморфологии и донным осадкам Японского моря. Впервые были получены сведения об осадках глубоководной котловины и возвышенностей в центральной части моря. Эти данные позволили Н. С. Скорняковой (1961 г.) составить схематическую карту донных осадков Японского моря, при литологическом расчленении которых ею была применена новая классификация, разработанная Институтом океанологии АН СССР (1960 г.).

В этот же период изучалось влияние биогенного фактора на процесс осадконакопления, отмечались особенности распространения некоторых химических компонентов: аморфного кремнезема, карбоната кальция, органического углерода, железа. Наряду с изучением поверхностного слоя современных донных осадков, пробы из которых отбирались дночерпателем, значительное внимание уделялось изучению распределения различных типов осадков по вертикали (в колонках), отбиравшихся трубками. Были описаны многочисленные прослои вулканогенного материала, изучены особенности гранулометрии, минералогии и геохимии. Изучалось распространение турбидитов, проводилась их типизация. Эти исследования проводились у материкового подножия Приморья и в Центральной котловине Японского моря. Однако редкая сеть станций, а главное отсутствие комплексного подхода к изучению донных осадков дают возможность решать лишь некоторые вопросы их генезиса, состава и закономерностей площадного развития на региональном уровне, что является совершенно недостаточным для решения вопросов комплексной геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, включающей наряду со всесторонним изучением вещественного состава, возраста и генезиса картируемых отложений, решение вопросов ландшафтно-экологического картирования и др. Наиболее детально в отношении минерального состава изучены донные осадки залива Петра Великого, которые на протяжении ряда лет изучались Ю. Д. Марковым. Этот исследователь внес весьма значительный вклад в изучение четвертичных отложений шельфа Южного Приморья [84, 85]. Рыхлые четвертичные отложения, как уже указывалось выше, изучались в основном с помощью трубок и дночерпателей. Для изучения же плотных дочетвертичных кайнозойских отложений, выходы которых встречаются в бортах подводных каньонов, и скальных докайнозойских пород фундамента, выходящих на поверхность морского дна в нижней части материкового склона и на склонах подводных возвышенностей, применялось драгирование.

Многолетние геологические исследования с применением драгирования позволили установить среди выходов горных пород на поверхность морского дна большое разнообразие, как по составу, так и по возрасту. Геологические исследования с применением драгирования активно проводились с 1970 по 1990 год сотрудниками Тихоокеанского отделения Института океанологии. За этот период выполнено 17 рейсов, в которых проводилось драгирование. Было собрано большое количество образцов горных пород с подводных возвышенностей, вулканических построек и материкового склона. Работы проводились на отдельных полигонах. Начиная с 1967 г., на прибрежно-мелководной части шельфа Южного Приморья были начаты поиски морских россыпей, для чего в составе Приморского геологического управления в 1972 г. была организована Тихоокеанская морская геологоразведочная экспедиция. Этой экспедицией были детально опискованы все наиболее перспективные участки южноприморского шельфа на золото, касситерит, титаномагнетит. В составе проводимых работ был комплекс геофизических методов, включавший эхолотирование (ЭХЛ), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитную съемку (ГМС), гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) и радиометрию с каппаметрией (РМ + КМ), подводное электровибробурение, позволяю-

щее получать колонки осадков длиной до 3–5 м, и ударное и вращательное бурение скважин с плавучих буровых установок. Эти работы наращивались из года в год и завершились выявлением и промышленной оценкой Южно-Приморской группы россыпей золота [279, 280].

Исследования морских россыпей, проведенные ПГО «Приморгеология», а затем и ПГО «Дальморгеология» велись в рамках Программы Министерства геологии СССР «Твердые полезные ископаемые шельфа» (1971–1991 г.). Позднее к работам по этой программе подключились и другие организации, занимавшиеся вопросами минерагенического районирования шельфовых областей и оценкой ресурсов (ВНИИ Моргео, ВНИИОкеангеология), а также определением кондиций на золото и изучением возможности и рентабельности их освоения (МГИ, МГРИ).

Тихоокеанской экспедицией в 1973 г. была начата опытно-методическая геологическая съемка шельфа масштаба 1 : 200 000. К 1980 г. съемкой была покрыта значительная часть шельфа Южного Приморья, от бух. Нарва на западе до бух. Преображения на востоке. В процессе проведения этой съемки отработывался и совершенствовался комплекс морских геофизических исследований (ЭХЛ, НСП, ГМС, ГЛБО, РМ + КМ), модернизировался арсенал технических средств донного пробоотбора и морского бурения с плавучих буровых установок. Но все эти работы ограничивались исключительно шельфом, т. е. изобатой 200 м.

Геофизические исследования в глубинной части Японского моря проводились в 1970–начале 1980-х годов в основном сотрудниками Тихоокеанского Океанологического института ДВО РАН. В этот период площадь описываемых нами работ была покрыта редкой и неравномерной сетью профилей магнитометрии, гравиметрии, НСП, сейсмического профилирования (МОВ ОГТ) и рядом точек СТЗ. Результаты этих исследований были изложены в публикациях ряда авторов [6].

На акватории Японского моря довольно большой объем сейсмических исследований выполнен по Международной программе «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры». Эта программа реализована советскими, японскими и американскими учеными. На ранней стадии этих исследований, выполняемых в двухсудовом варианте, применялись сейсмоакустические радиобуи. Источником сейсмических колебаний служили взрывы зарядов взрывчатых веществ. Начиная с 1985 г., при регистрации использовались донные сейсмические станции, а возбуждение осуществлялось с помощью группы сейсмоприемников. По результатам ГСЗ было установлено три типа земной коры, соответствующих основным морфоструктурным элементам. Континентальный тип коры характерен для складчатого обрамления моря, кора же Центральной глубоководной котловины относится к субокеаническому типу. В пределах материкового склона, подводных возвышенностей, таких как Ямато, Мусаси, Криштофовича, земная кора относится к субконтинентальному типу.

Накопленные к 1983 г. результаты геофизических и геологических исследований позволили авторскому коллективу, в который вошли И. И. Берсенев, Е. П. Леликов, И. К. Пушин, В. Л. Безверхний, К. И. Сигова и В. Т. Съедин, составить геологическую карту Японского моря со снятым четвертичным покровом масштаба 1 : 2 500 000. Эта карта вышла из печати в 1984 г. под редакцией И. И. Берсенева и Л. И. Красного [25].

В 1972 г. ДВНИГМИ проводились работы по изучению химического загрязнения различных участков залива Петра Великого такими компонентами как фенолы, детергенты, аммонийный азот; определялись биогенные вещества, содержание кислорода в морской воде. Была установлена наибольшая степень загрязненности вершин Амурского и Уссурийского заливов, бух. Золотой Рог.

В 1973–1975 гг. А. А. Рязанцевым с соавторами из ТМГРЭ ПГУ в заливе Петра Великого и на прилегающем побережье проводилась опытно-производственная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. В ходе этих работ было установлено, что на общем фоне гамма-активности донных осадков со значением 2–10 мкР/ч выделяются аномальные зоны со значениями до 25 мкР/ч. Они отмечены в бух. Руднева, бух. Краковка, восточнее мыса Гранитный, западнее мыса Пещурова, у мыса Шапошникова (о-в Путятин) [246, 251].

В 1975 г. опубликованы результаты глубоководного бурения в котловине Японского моря с судна «Гломар Челленджер» [136, 139, 141, 146]. Две скважины пробурены в пределах листа К-(52), 53: скважины 300 и 301. Скважина 300, пройдя 117 м по породе, почти не дала керна; скв. 301 достигла глубины 497 м и вскрыла неогеновые отложения (рис. 4). Колонки по этим скважинам использовались для интерпретации сейсмических разрезов.

Дальнейшими работами ТМГРЭ [247, 248, 249, 250] спектральным методом анализа в донных осадках были установлены геохимические аномалии: никеля и ванадия — между бух. Сысоева и о-вом Аскольд, а также против бух. Рифовая на изобате 50 м; кобальта — у мыса Сысоева и южного побережья о-ва Путятин; меди, титана и олова — между мысом Сысоева и бух. Наездник, а также в бух. Анна; хрома — в бух. Руднева, у южного побережья островов Путятин, Аскольд; бора — у северного побережья бух. Разбойник.

В 1986–1987 гг. трест «Дальморнефтегеофизразведка» провел комплексные региональные геофизические исследования в северо-западной части Японского моря и шельфа Приморья [264]. Эти работы включали в себя сейсмическое профилирование МОВ, результаты которого, в частности расчленение осадочной толщи глубоководного ложа Японского моря на сейсмогоризонты, были использованы в настоящей работе.

В 1987 г. в Японском море с судна «Джоидес Резольюшн» пробурена скважина глубоководного бурения ОДР 795. Пройдя до глубины 762 м, она углубилась в базальты акустического фундамента. Скважина 795 находится за северо-восточной границей листа К-(52), 53, но ее разрез тем не менее использовался в настоящей работе для сопоставления, так же, как и разрезы по другим скважинам [142, 143, 145].

Новый этап изучения шельфа приходится на 1990 г., когда начались комплексные геоэкологические исследования прибрежно-шельфовой зоны масштаба 1 : 200 000. В 1990–1991 гг. они охватывали залив Находка, в 1991–1992 гг. — заливы Восток и Стрелок с впадающими реками. В результате этих работ было установлено, что для рек и озер характерно загрязнение в первую очередь такими компонентами как фосфаты (до 8850 ПДК по р. Каменка), СПАВ (до 500 ПДК по р. Промысловка), кадмий (до 50 ПДК

по р. Промысловка), нефтепродукты (до 10 ПДК по р. Южанка), свинец (до 9 ПДК по р. Волчанка).

Морская акватория загрязнена преимущественно такими компонентами: СПАВ (до 910 ПДК в бух. Тунгус), нефтепродукты (11,6 в бух. Находка), фенолы, хром, железо (каждый до 10 ПДК по заливу Находка).

Для донных грунтов озер и водотоков отмечена загрязненность нефтепродуктами (повышение фона до 340 раз по р. Промысловка), свинцом и цинком (в р. Промысловка и Волчанецкой протоке превышение фона соответственно в 125 и 10 раз).

Донные морские грунты загрязнены кадмием, нефтепродуктами, цинком (соответственно в 1118, 574, 54 раза выше фона бух. Находка), медью в 140 раз по бух. Абрек, а в бух. Чажма – радионуклеидами (до 117 000 мкР/ч).

Проводимые ТОИ ДВО РАН и ОАО «Дальморгеология» в 1996–2000 гг. геолого-геофизические работы включали следующий комплекс:

- непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП);
- гидромагнитная съемка (ГМС);
- эхолотирование (ЭХЛ);
- донный пробоотбор и другие виды исследований.

Серьезной обобщающей работой по акватории и побережью Японского моря в пределах экономической зоны РФ (лист К-(52), 53) явился вышедший в 2003 г. «Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 шельфа и материкового склона Японского моря в пределах листов К-(52), К-53 с использованием материалов ранее проведенной опытно-методической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000», созданный силами ОАО «Дальморгеология» в начале 2000-х годов [201]. В существенной мере при создании настоящего комплекта авторы опирались на эту работу. В частности использовались сейсмогеологические разрезы по дну Японского моря (рис. 5).

В 2003–2004 гг. сотрудниками ОАО «Дальморнефтегеофизика» проведены работы по изучению геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности недр залива Петра Великого и прилегающих акваторий в Японском море [196]. Результаты этих работ использованы в настоящей работе, в частности для расчленения осадочной толщи шельфа залива Петра Великого на сейсмические горизонты.

В настоящее время акватория Японского моря, входящая в пределы изучаемой площади, покрыта комплексной геофизической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. В состав указанного комплекса вошли: батиметрия, сейсмопрофилирование (НСП), сейсмическое зондирование с использованием автономных донных сейсмических станций (АДСС), гравиметрия и магнитометрия. Помимо этого различными отечественными и зарубежными организациями на указанной акватории в разные годы производились измерения естественного теплового потока Земли.

Площадная геофизическая съемка выполнялась на специализированном научно-исследовательском судне типа «Профессор Гагаринский». Измерения выполнялись по системе параллельных профилей, ориентировка которых менялась в зависимости от простирания основных морфоструктур и на разных участках была северо-западной, меридиональной и широтной. Расстояние между профилями составляет 5–10 миль. В результате вы-

полненных исследований построены карты рельефа дна, аномалий силы тяжести, полного вектора напряженности геомагнитного поля, теплового потока, мощности осадочного чехла, рельефа акустического фундамента. На базе комплекса полученных данных построены также скоростные и плотностные модели земной коры, карта рельефа поверхности Мохоровичича (Мохо), определена площадь развития коры океанического типа в Центральной (Японской) котловине.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Представления о строении осадочного чехла акватории Японского моря в пределах листа К-(52), 53 вследствие крайней малочисленности глубоких скважин, пробуренных в регионе, во многом опираются на результаты сейсмических исследований. Вещественная характеристика и возрастная привязка сейсмических горизонтов чехла глубоководной котловины Японского моря основывались на материалах глубоководного бурения с судов «Гломар Челленджер» (скважины 300 и 301) и «Джоидес Резольюшн» (скв. 795). При этом следует помнить, что скв. ODP 795, будучи довольно информативной (пробурена до акустического фундамента) и находясь в пределах Япономорской глубоководной котловины, расположена довольно далеко за восточной границей экономической зоны РФ, и ее разрез может быть использован в данной работе лишь с известной долей интерполяции. Скважина DSDP 300 была пройдена по породе до глубины 117 м с минимальным выходом керна, не позволяющим судить о разрезе. И лишь скв. DSDP 301 является единственной информативной глубокой скважиной на площади Япономорской глубоководной котловины в пределах листа К-(52), 53 и экономической зоны РФ. Таким образом, вещественная и возрастная привязка сейсмических материалов акватории в основном ограничена разрезом одной скважины.

На акватории Японского моря в течение последних десятилетий было проведено довольно много сейсмических и сейсмоакустических исследований (см. гл. «Введение»). Учитывая относительно небольшую мощность кайнозойского осадочного чехла, на значительных площадях доступную для исследования методом НСП вплоть до своей подошвы, высокую разрешающую способность НСП и существующую высокую плотность профилирования НСП в регионе, при расчленении чехла за основу были взяты данные НСП, при их сопоставлении с данными МОВ ОГТ.

Детальность расчленения разреза определялась как структурно-формационными различиями, так и качеством сейсмической записи на доступных материалах.

Временные разрезы из-за ограниченной проникающей способности НСП отображают строение верхней части земной коры, которая представлена осадочным слоем и его подошвой (акустическим фундаментом). Акустический фундамент обычно является резкой отражающей границей, ниже которой отражающих границ не наблюдается. В абиссальной части Центральной котловины в осадочном слое выделяются два акустических комп-

лекса: верхний стратифицированный и нижний акустически прозрачный. Стратифицированный комплекс сложен, как правило, чередованием акустически прозрачных и непрозрачных тонких слоев. В прозрачном комплексе иногда наблюдаются редкие малоинтенсивные отражения. Местами в разрезе между прозрачным комплексом и акустическим фундаментом выделяется нижний стратифицированный комплекс.

Возраст и вещественный состав сейсмических слоев, выделяемых на временных разрезах НСП, установлен на основании результатов их геологического опробования в скважинах глубоководного бурения и при драгировании склонов положительных морфоструктур морского дна (материкового склона, возвышенностей Первенца, Тарасова, Богорова и Северное Ямато). Как уже упоминалось, на акватории Центральной котловины пробурено несколько скважин глубоководного бурения: DSDP 300, 301 и 302 [136] и ODP 795 [142, 143]. На описываемой площади располагаются только две скважины (300 и 301), местоположение скв. 301 пересекается линией геологического разреза A_2A_3 . Весь осадочный слой и кровля акустического фундамента вскрыты только скв. ODP 795, располагающейся на северо-востоке Центральной котловины (рис. 2). По полученным в этой скважине данным, акустический фундамент Центральной котловины представлен базальтами и андезибазальтами с возрастом 17–24 млн лет (поздний олигоцен–ранний миоцен), отложение осадков в Центральной котловине началось по крайней мере в конце нижнего миоцена (14–15,5 млн лет). Скважиной 301 опробованы верхние 497 м осадочного слоя, ее забой располагается вблизи подошвы верхнего стратифицированного комплекса (рис. 2, 3). Данные, полученные в скважинах 301 и 795, послужили основой для возрастного расчленения сейсмических комплексов осадочного слоя и суждений о составе и возрасте акустического фундамента абиссальных областей Центральной котловины. Возраст нижнего стратифицированного комплекса (ранний миоцен) был установлен в скв. ODP 787, располагающейся у подножия возвышенности Ямато в котловине Хонсю [144, 145, 142, 143]. По аналогии тот же возраст предполагается для нижнего стратифицированного комплекса и севернее поднятия Ямато (см. Разрез к Геологической карте дочетвертичных образований).

В пределах Центральной глубоководной котловины более или менее постоянно выделяются пять отражающих горизонтов (снизу вверх): поверхность акустического фундамента Аф, отражающие горизонты 4, 3, 2, 1 (соответственно с систематикой ТОИ ДВО РАН и ОАО «Дальморгеология»). По систематике ОАО «Дальморнефтегеофизика» выделяются три отражающих горизонта (снизу вверх): Аф, Бп (соответствует горизонту 4) и Ап (соответствует горизонту 2) (рис. 2).

На шельфе в пределах листа выделены лишь три из вышеперечисленных отражающих горизонтов: акустический фундамент Аф, горизонты 3 и 2. Здесь не просматриваются сейсмтолщи ниже «акустически прозрачной», по-видимому, соответствующей валентиновской свите, при отсутствии отражающего горизонта 4, скорее всего, лежащей на акустическом фундаменте. На шельфе также отсутствует отражающий горизонт 1, отделяющий четвертичную толщу от плиоценовой. Поэтому на шельфе эти толщи не расчленены, а объединяются в единую плиоцен-четвертичную толщу.

Ниже следует краткое описание сеймостратиграфических комплексов акватории Японского моря в пределах листа К-(52), 53. При описании использовалось расчленение осадочного чехла, проведенное по комплексу сейсмических данных ТОИ ДВО РАН, ОАО «Дальморгеология» [201], а также ОАО «Дальморнефтегеофизика» [264].

Верхнеолигоцен(?)–нижнемиоценовый ССК заключен между поверхностью акустического фундамента и поверхностью несогласия 4 (по систематике ОАО «Дальморнефтегеофизика» это сеймотолща В, залегающая соответственно между сеймостратиграфическими горизонтами Аф и Бп). Данный ССК соответствует нижнему стратифицированному комплексу, возраст которого, по аналогии с определенным в скв. ОDP 795, соответствует раннему миоцену (по крайней мере, в верхней части комплекса). Распространен спорадически в депрессиях акустического фундамента. Вещественный состав неизвестен. Возможно, является своеобразным аналогом терригенной аргиллитовой толщи N_{1a} , к которой отнесен условно. В нижней части комплекса возможно присутствие отложений верхнего олигоцена [201, 264]).

Средне-верхнемиоценовый ССК залегает между поверхностями несогласия 4 и 2 (по систематике ОАО «Дальморнефтегеофизика» это сеймотолща «Б», залегающая соответственно между сеймостратиграфическими горизонтами Бп и Ап). Этот ССК соответствует вышеупомянутой акустически прозрачной толще. ССК распространен практически по всей площади Центральной Япономорской котловины, исключая локальные участки на поднятиях. В стратиграфическом отношении предположительно связывается с валентиновской свитой (N_{1v}). Средне-верхнемиоценовый ССК поверхностью несогласия 3 подразделяется на среднемиоценовый и верхнемиоценовый подкомплексы.

Среднемиоценовый ССПК залегает в нижней части ССК, между поверхностями несогласия 4 и 3. Предположительно соответствует нижневалентиновской подсвите (N_{1v_1}). В составе предполагаются диатомовые и кремнистые глины, терригенные и карбонатные отложения, вулканокласты.

Верхнемиоценовый ССПК лежит над среднемиоценовым ССПК и предположительно соответствует верхневалентиновской подсвите (N_{1v_2}). В составе предполагаются диатомовые и кремнистые глины, терригенные и карбонатные отложения, вулканокласты.

Плиоцен-четвертичный ССК залегает между поверхностью несогласия 2 и поверхностью дна (по систематике ОАО «Дальморнефтегеофизика», это сеймотолща А, залегающая соответственно между сеймостратиграфическими горизонтами Ап и поверхностью дна). ССК соответствует верхней стратифицированной толще.

В пределах Центральной глубоководной котловины плиоцен-четвертичный ССК поверхностью несогласия 1 подразделяется на плиоценовый и четвертичный сеймостратиграфический подкомплексы. На шельфе поверхность несогласия 1 не просматривается, поэтому в его пределах плиоцен-четвертичный ССК на подкомплексы не подразделяется. На шельфе плиоцен-четвертичному ССК помимо четвертичных отложений соответствует гамовская свита N_{2gm} (диатомовые глины, туфопесчаники, туффы, известняки, мергели, песчаники, алевролиты).

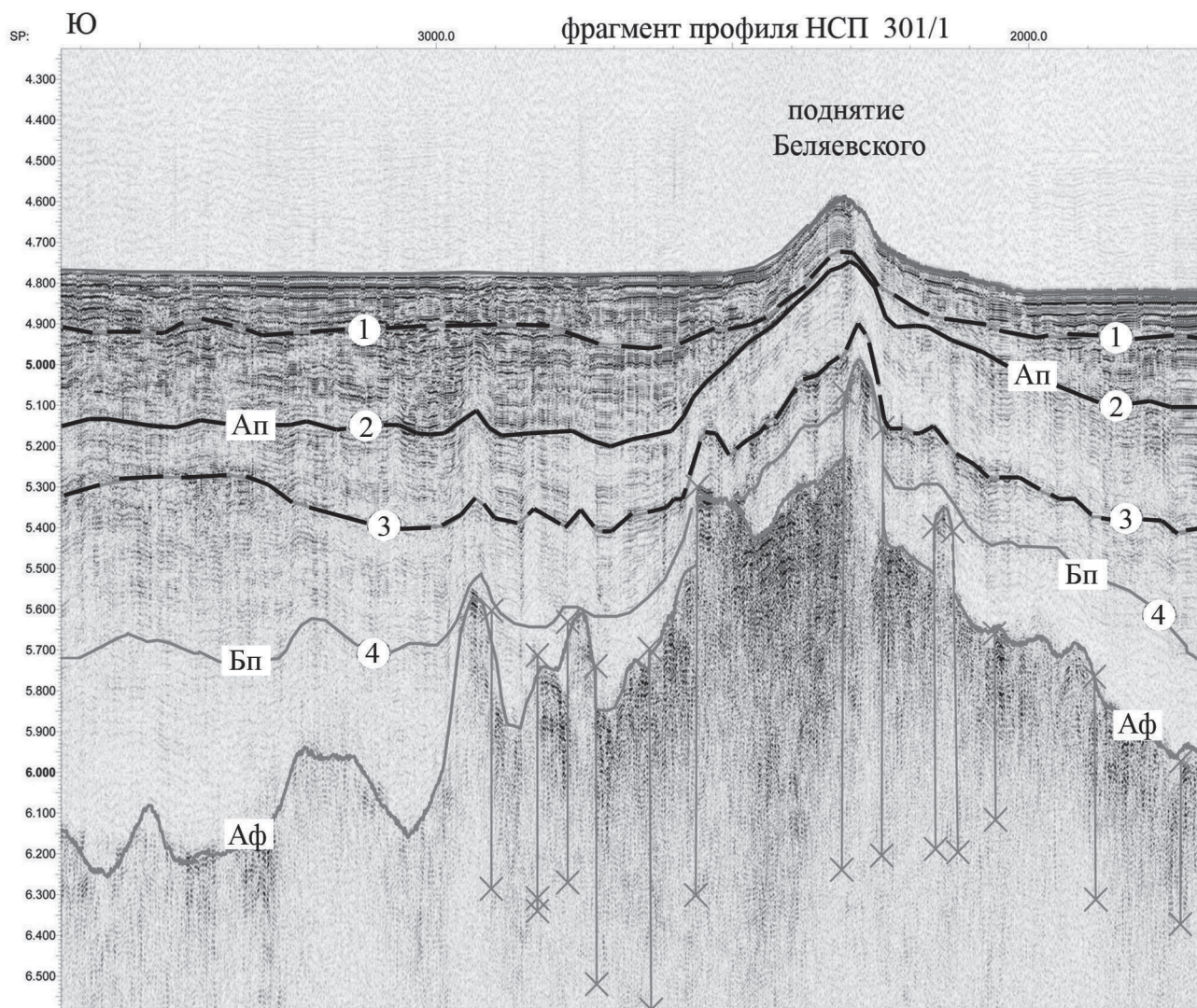


Рис. 2. Пример выделения сейсмоакустических горизонтов на профиле 301/1 (с использованием обозначения горизонтов ОАО «Дальморгеология» (Казаев..., 2003 г.) и ОАО «Дальморнефтегеофизика», 1987 г.).

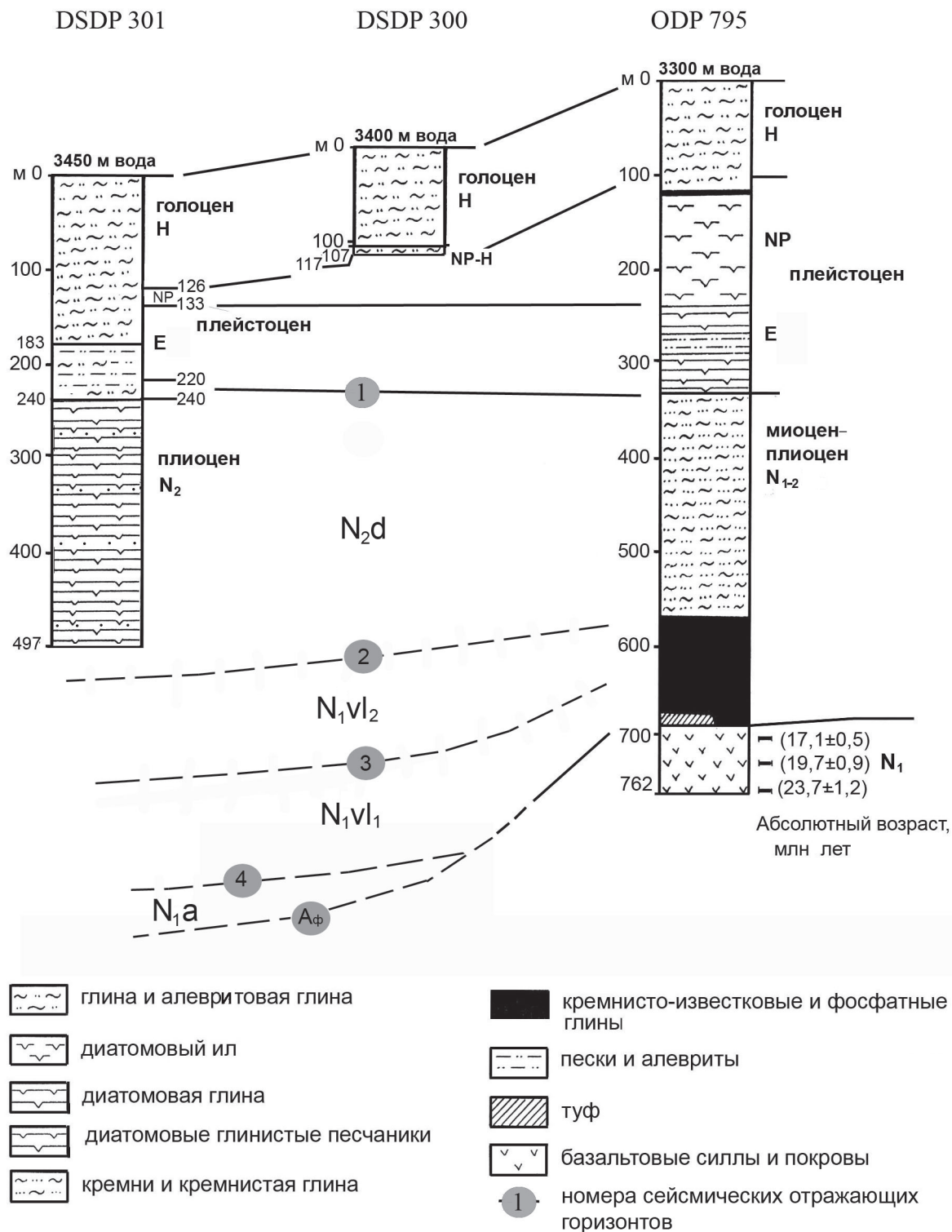


Рис. 3. Геологические колонки по скважинам глубоководного бурения DSDP и 301, ODP 795 (в сопоставлении с сейсмоакустическими горизонтами и выделяемыми толщами).

Плиоценовый ССПК залегает в Центральной глубоководной котловине в нижней части ССК между поверхностями несогласия 2 (Ап по систематике ОАО «Дальморнефтегеофизика») и 1. Предположительно соответствует диатомовой толще N₂dt, состоящей в основном из глинистых диатомитов.

Четвертичный ССПК выделяется только в Центральной котловине, где заключен между поверхностью несогласия 1 и поверхностью дна. Соответствует толще нерасчлененных четвертичных отложений, представленной пелитами, алевропелитами, алевролитами, песчаными алевролитами.

Четвертичный чехол глубоководной котловины сейсмоакустически делится на две части — нижнюю, акустически прозрачную и верхнюю — акустически слоистую. В интервале акустически прозрачной части сейсмоакустические границы на большом протяжении или совсем не выделяются, или выделяются очень слабо, и лишь на отдельных участках протяженностью в несколько километров границы выделяются более уверенно. Акустически слоистая часть сейсмоакустического разреза расчленена набором плотно сосредоточенных границ различной интенсивности.

В составе четвертичного ССК высокочастотным сейсмоакустическим профилированием в отдельных районах могут быть выделены (часто лишь условно) следующие сейсмоакустические толщи (рис. 4).

Нижнеэоплейстоценовая сейсмоакустическая толща ЕI? предположительно выделена в нижней части разреза четвертичных отложений глубоководной котловины.

Она расположена в нижней, акустически прозрачной части разреза четвертичных отложений. Верхняя граница толщи (кровля) простирается почти параллельно подошве, выделяется в разрезе в основном нечетко, лишь отдельные фрагменты трассируются более или менее уверенно.

На этих фрагментах выделяются некоторые элементы морфологии — слабая волнистость с относительными изменениями глубин 40–100 м. Глубина залегания кровли толщи изменяется от 120 до 280 м от дна. Мощность толщи уменьшается в направлении материкового склона от 250 до 100 м. Внутренне строение толщи сейсмоакустикой не отражено.

Верхнеэоплейстоценовая сейсмоакустическая толща в сейсмоакустическом разрезе располагается в низах акустически слоистой части разреза и представляется расчлененной протяженными, почти параллельными границами, из которых наиболее сильная и четко проявленная делит толщу на две неравные части. Кровля толщи располагается на глубинах от 150 до 320 м от дна. Мощность изменяется от 100 до 250 м.

По данным глубоководного бурения, состав толщи довольно однородный, и литологических границ в ее разрезе не установлено. Толща сложена зеленовато-серыми и оливковыми диатомитами (иногда литифицированными до микрокварцитов) и турбидитовыми диатомовыми глинистыми и песчано-алевритовыми осадками, обычно содержащими вулканические пеплы и цеолиты.

Эоплейстоценовая сейсмоакустическая толща ЕI–II? выделяется на сейсмоакустических разрезах шельфа. Толща заполняет разбитые на шельфе тектонические впадины. Мощность толщи в зависимости от глубины заполняемых ею впадин изменяется от 140 до 300 м.

Эоплейстоценовый возраст пород предполагается по условиям залегания. Перекрываются они, вероятно всего, отложениями раннеплейстоценового возраста. Вещественный состав отложений сейсмтолщи не изучен вследствие недоступности его для применяемых технических средств морского бурения и пробоотбора.

Нижнеплейстоценовая сейсмоакустическая толща I залегает на шельфе в основании разреза четвертичных рыхлых отложений на глубоко размытой поверхности дочетвертичного фундамента, выклиниваясь, по данным НСП, на границе внешней и средней зон шельфа в полосе изобат 100–110 м.

Отложения толщи (I) представлены прибрежно-морскими песчаниками, галечниками и лагунными алевритами. Мощность толщи до 75 м.

Среднеплейстоценовая сейсмоакустическая толща II залегает непосредственно на сейсмоакустической толще I и представлена прибрежно-морскими песками, гравийниками, галечниками с крупными линзами лагунных алевритов и глин. По направлению к побережью толща выклинивается на глубине 45–55 м, в пределах поднятых блоков – 25–30 м. Мощность толщи – от первых метров до 35–40 м.

В разрезе внешней зоны шельфа, по данным НСП, присутствуют и более древние толщи морских отложений среднеплейстоценового возраста, а общая мощность их достигает здесь местами 150–170 м.

Неоплейстоцен-голоценовая сейсмоакустическая толща I–Н на сейсмоакустических разрезах расположена в глубоководной котловине в самой верхней придонной части акустически слоистой толщи и расчленена четкими непрерывными, почти прямолинейными границами на слои мощностью от 30 до 80 м.

По данным глубоководного бурения, толща сложена морскими осадками: зеленовато-серыми турбидитовыми глинистыми алевритами, илами с прослоями вулканических пеплов, в нижней части толщи преобладают глинистые алевриты. Толща по комплексу известковых нанофоссилий и сообществу субарктических фораминифер относится в основном к неоплейстоцену (верхние 3 м предположительно к голоцену). Мощность толщи до 120–300 м.

Верхнеплейстоцен-голоценовая сеймостратиграфическая толща III–Н развита на шельфе Южного Приморья очень широко. Она венчает сеймостратиграфический разрез шельфа, имеет довольно сложное строение и состав (см. гл. «Стратиграфия»). Общая мощность толщи может достигать 50–150 м.

Система	Надраздел	Раздел	Звено	Шельф				Глубоководное ложе				Сеймостратиграфическая колонка									
				Индекс	Мощность, м	Толща	Характеристика подразделений	Возраст, тыс. лет	Индекс	Мощность, м	Характеристика подразделений	Возраст, тыс. лет	Шельф	Глубоководное ложе							
Четвертичная (квартер)	Голоцен	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Современная	Н	Новотихоокеанская	Морские, волноприбойные, потоковые, лагунные отложения - галечники, разнородные пески, глинистые алевроиты, пелиты с ракушечным детритом, прослоями и линзами торфа	9,1	I-III-N	3,0	Верхняя пачка А. Алевролиты, пелиты зеленовато-серого, зеленовато-коричневого цвета. Прослой гидротроилита	10	Верхнеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща	I-III-N	Акустически слоистая	Неоплейстоцено-голоценовая сейсмоакустическая толща					
						Среднетихоокеанская		10									Нижняя пачка В. Алевролиты, пелиты, светло-серого, серо-голубоватого цвета. Нижняя пачка (В1) темные тонкополосчатые горизонты, обогащенные фораминиферами. Верхняя часть (В2) – пелиты светлого цвета	25			
	Верхнее			III	132	Древнетихоокеанская	11,4	130		Неоплейстоценовая толща. Слаболитифицированные глинистые отложения фиолетово-зеленые, серо-голубые с включением фораминифер, глауконита. Зеленовато-бурые турбидитовые глинистые алевролиты, илы с прослоями пеплов. Выделена по данным глубоководного бурения (скв. 301) и НСП. Возраст не установлен	130	150-170					400	Среднеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща	II	Акустически слоистая	Среднеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща
						Новопетровская	16														
						Новоприморская	28														
	Среднее			II	До 150-170	Древнеприморская	37	400		Морские нерасчлененные по генезису отложения. Плотные пески, гравийно-галечники, галечники. Аллювиальные отложения затопленных морем погребенных речных и палеодолин сильновыветрелые ожелезненные пески и бурые суглинки. Делювиально-пролювиальные отложения в основании разреза пребрежной зоны шельфа сильно выветрелые ожелезненные кремнистые галечники и бурые суглинки с примесью дресвы и щебня	150-170	400					800	Нижнеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща	I	Акустически слоистая	Нижнеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща
						Древнепетровская	53														
						Хасанская	70														
						Хасанская	130														
	Эоуплейстоцен			Верхнее	EI-II	До 140-300	Эоуплейстоценовая сейсмоакустическая	Предположительно морские отложения, заполняющие локальные тектонические впадины на шельфе и материковом склоне. Литологический состав не изучен		1800	EI	100-250					1800	Верхнеоуплейстоценовая толща. Выделена по данным НСП. По данным глубокого бурения (скв. 301) – зеленовато-серые и оливковые диатомиты (иногда литифицированные до микрокварцитов) и турбидитовые диатомовые глинистые и песчано-алевритовые осадки, обычно содержащие вулканические пеплы ициолиты. Возраст не установлен	1800	EI-II	Эоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща
EI		100-250	Нижнеоуплейстоценовая толща. Выделена по данным НСП. Вещественный состав не изучен						1800				Нижнеоуплейстоценовая сейсмоакустическая толща EI. Акустически прозрачная толща								

Рис. 4. Схема корреляции четвертичных отложений.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа распространены метаморфиты протерозоя, осадочные образования венда и осадочные и вулканогенные образования всех систем фанерозоя. На акватории листа развиты осадочные и вулканогенные отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Авдокимовская толща (PR_{1av}) является самым древним стратонимом в Приморье, сложена эффузивными и осадочными метапородами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Распространена в Сергеевской зоне, в узких блоках и ксенолитах среди габброидов сергеевского комплекса. Стратотипический разрез (330 м) по руч. Авдокимов сложен амфиболитами, часто гранатовыми, амфиболовыми сланцами, а также сложнопостроенными линзовидно-полосчатыми пачками чередования плагиогнейсов, амфиболитов, сланцев, гнейсов плагиоклаз-амфиболовых, содержащих в разных количествах кварц, гранат, эпидот. Иногда присутствуют мраморы, обычно в ассоциации с амфиболитами. По химическому и микроэлементному составу амфиболовые породы толщи соответствуют метаэффузивам, остальные – метаосадкам. Радиологический возраст метаморфитов 2,5 млрд лет (изохронный Rb-Sr метод), что позволяет считать их нижнепротерозойскими. Современным изотопным датированием гранатовых амфиболитов авдокимовской толщи, выполненным U-Pb методом по цирконам С. В. Коваленко и А. А. Аленичевой в 2006 г. [188], установлен конкордантный возраст протолита 1877 ± 31 млн лет (три определения).

РИФЕЙ

Кубанская толща (RF_{3kb}) распространена на юге Западно-Приморской зоны в бассейнах рек Цукановка и Виноградная, в тектонических блоках линейной формы площадью до 8 км², а также на мысе Сулова – в виде останца в габбро суловского комплекса. Образования толщи пред-

ставлены тонким (1–15 см) чередованием тонкосланцевых, плейчатых пироксен-амфиболовых кристаллосланцев с линзами и мощными (первые десятки метров) пластами амфиболитов. Последние в некоторых разрезах преобладают и содержат маломощные линзы плагиоклазитов. Другой тип разрезов: чередование пачек (десятки—первые сотни метров) кордиерит-силлиманитовых и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Мощность толщи более 500 м.

Подобный набор метаморфитов предполагает вулканогенно-осадочный состав первичных пород. Пироксен-амфиболовые кристаллосланцы, видимо, соответствуют вулканитам базальт-андезитового состава, гиперстен-биотит-плагиоклазовые сланцы — граувакковым песчаникам, а кордиерит-силлиманитовые — высокоглиноземистым пелитам. Толща прослеживается далеко на север на сопредельной территории Китая. Радиологический возраст амфиболитов (U-Pb метод) кубанской толщи 690 млн лет, т. е. поздний рифей (точка отбора находится в 1 км от российской границы на территории Китая).

Сланцевая толща (RFs) выделена в Муравьевско-Дунайской зоне, где она слагает небольшие блоки и тектонические пластины среди мезозойских образований. Изученные контакты с молодыми образованиями во всех случаях оказались тектоническими, к ним приурочены зоны интенсивной милонитизации как в молодых, так и в древних породах. Разрезы метаморфических образований, в силу большой разобщенности и ограниченности выходов, изучены недостаточно. Сложена толща разнообразными сланцами — эпидотовыми, эпидот-гранатовыми, гранат-биотитовыми, содержащими горизонты полосчатых амфиболитов, кварцитов и магнетит-гранатовых пород (гондитов). На п-ове Дунай в составе толщи существенный объем составляют сильно рассланцованные вулканомиктовые средне-крупногалечные конгломераты, в переслаивании с которыми находятся разнообразные сланцы — амфибол-хлоритовые, амфибол-хлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые, биотитовые, кордиерит-биотитовые. Отмечаются отдельные слои мраморов и песчанистых и мергелистых известняков. Мощность толщи здесь — до 2000 м. На п-ове Дунай метаморфиты толщи прорываются перидотитами владими́ро-але́ксандро́вского комплекса кембрийского возраста. По степени метаморфизма и набору пород, толща похожа на лесозаводскую серию. Учитывая все это, возраст толщи принимаем как рифейский, ближе не определен [90].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Григорьевская серия (E_1gr) распространена в Первомайской подзоне Вознесенской зоны и объединяет пять согласно залегающих свит. Нижележащие образования не известны, перекрывается несогласно каменноугольными вулканитами. Насыровская свита (580–820 м), залегающая в основании серии, сложена внизу переслаивающимися красноцветными алевролитами, песчаниками, сланцами кварц-серицитовыми, серицит-гематитовыми, а сверху — однообразными кварц-серицит-гематитовыми сланцами с прослоями красноцветных алевролитов.

В составе залегающей выше лузановской свиты (1010–1040 м) преобладают графитистые и кварц-серицитовые сланцы с прослоями алевролитов, реже песчаников. В верхах разреза — линзы доломитов и известняков, иногда достигающих мощности 100 м.

Следующая далее дальзаводская свита (600–650 м) сложена песчаниками, алевролитами, серицитовыми сланцами, кремнистыми породами, туффитами, известняками, доломитами, вулканитами различного состава. Породы не образуют выдержанных по простиранию пластов, и в этой связи даже близлежащие разрезы с трудом увязываются друг с другом.

Залегающая выше первомайская свита (580–590 м) сложена известняками и доломитами со всеми переходами между ними, наблюдаются прослой серицитовых и кварц-серицитовых сланцев. Характерной особенностью свиты является крайняя изменчивость количественных соотношений известняков и доломитов в частных разрезах и по простиранию.

Завершающая разрез григорьевской серии березьянская свита (940–980 м) сложена кварцитовидными песчаниками, алевролитами и серицитовыми сланцами. Изредка в ее составе встречаются песчаники полимиктовые и аркозовые и еще реже линзы известняков. Общая мощность серии 3710–4080 м.

В дальзаводской свите обнаружены раннекембрийские археоциаты *Archaeolynthus* sp., *Dokiocyathinae* gen. et sp., а в первомайской — археоциаты *Cyclocyathella* aff. *repina* Oku n., *Gordonicyathus camprestus* Oku n. ботомского возраста, остальные свиты не имеют органических остатков. Возраст серии с некоторой долей условности принимаем, как и для евгеньевской серии, томмот-ботомским.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ СИЛУР

Кордонкинская свита (S_1kr) известна только в Западно-Приморской зоне, где она прослеживается вдоль российско-китайской границы от р. Казачка на севере до верховьев р. Амба на юге. Подошва свиты не известна, перекрывается с размывом отложениями казачкинской свиты ранней перми. Свита разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (810 м) сложена тефроидами, сланцами, базальтами, спилитами, песчаниками, туфами среднего состава, значительно реже встречаются прослой алевролитов, кремнистых пород, туффитов. Состав подсвиты по простиранию сильно меняется, в основном из-за колебания мощности и количества пластов тефроидов, туфов и лав. В составе средней подсвиты (720 м) преобладают слюдистые и гидрослюдистые сланцы, алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов, базальтов и тефроидов. В конгломератах преобладает галька кварцитов и кварца, реже встречаются обломки кислых и средних вулканитов и очень редко пегматоидных гранитов. Верхняя подсвита (460 м) имеет очень пестрый литологический состав: туфы среднего состава, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, реже песчаники, сланцы, базальты. В основании — горизонт конгломератов. Се-

веро-западнее, в бассейне р. Карантинная, свита имеет двучленное строение: низы ее сложены сланцами, песчаниками, туффитами (800–900 м), а верхи — рассланцованными миндалекаменными андезитами и андезибазальтами (400–500 м). Сходное строение имеет свита и в бассейне р. Золотая, где в ее разрезе, особенно в его верхней части, преобладают туфы и лавы основного состава. Особенностью свиты в этом районе является наличие в ее составе мелкогалечных конгломератов и гравелитов с галькой гранитов, риолитов, дацитов и кварцитов. В верховьях р. Фадеевка и в бассейне р. Казачка в отдельных тектонических блоках-пластинах наблюдались в основном верхние части разреза свиты, сложенные основными вулканиками с горизонтами конгломератов и гравелитов. Общая мощность свиты — 1990 м. Раннесилурийский возраст свиты обоснован находками граптолитов *Monograptus* ex gr. *prionodon* (В г о н н.) и др. и брахиопод *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp. и др.

Буянковская серия (**S₁bn**) выделена только в Спасской зоне*. Эта очень мощная трансгрессивная серия пестроцветных моласоидов включает даубихезскую и реттиховскую свиты. Нижняя, даубихезская свита с размывом залегает на различных горизонтах раннего и среднего кембрия, а верхняя, реттиховская несогласно перекрывается средне-позднедевонской вассиановской свитой. Грубообломочная даубихезская свита расчленена на три подсвиты по составу цемента и заполняющего материала конгломератов. Для нижней подсвиты характерен карбонатный цемент, незначительные содержания в классической части вулканических пород, отсутствие полевых шпатов, для средней — вулканомиктовый состав, хлоритовый цемент, в ней много полевых шпатов, для верхней подсвиты характерен карбонатный и карбонатно-хлоритовый цемент, отсутствие в обломочной части полевых шпатов. В нижней подсвите (1025–1255 м) преобладают конгломераты от крупно- до мелкогалечных, гравелиты, прослой и линзы песчаников. Мощность слоев от 210 до 10–30 м, линзы песчаников 2–3 м. Переход ко второй подсвите постепенный. Для переходных слоев установлены признаки, характерные как для первой, так и для второй подсвит. Вторая подсвита (670–945 м) сложена в основном разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами конгломератов. Третья подсвита (1150 м) по характеру переслаивания песчано-конгломератовых разностей пород близка к первой. В ее верхней части установлены редкие линзы алевролитов и алевропесчаников. Общая мощность свиты определена в 2845–3350 м. Согласно залегающая выше реттиховская свита разделяется на шесть пачек. Первая пачка (270–460 м) — алевролиты зеленые и бурые; вторая пачка (60–410 м) — песчаники мелко- и среднезернистые, с прослоями алевролитов; третья пачка (220–410 м) — переслаивание зеленых тонкозернистых песчаников и сургучно-красных алевролитов; четвертая пачка (180–410 м) — тонкое переслаивание зеленоватых и серых алевролитов и известковистых песчаников, прослой и линзы известняков; пятая пачка (5–95 м) — гравелистые песчаники и гравелиты; шестая пачка (750–830 м) — алевролиты, алевропесчаники, тонкозернистые песчаники зеленые и сургучно-красные. Об-

* Районирование по листу L-(52), 53; (K-52, 53).

щая мощность свиты 1485–2615 м, а буянковской серии – 4300–5965 м. Органических остатков в породах серии не обнаружено. Литологически эти образования сопоставляются с фаунистически охарактеризованными песчаноцветными силурийскими отложениями Буреинского массива.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тамгинская свита (D_1tm) выделена в Щербаковской зоне на побережье Японского моря к северу от бух. Ольга. Свита сложена песчано-сланцевыми отложениями с горизонтами известняков. Перекрывается несогласно вулканитами приморской серии позднего мела, по литологическому составу разделена на три подсвиты. Нижняя (1600 м) сложена в основном метапесчаниками алевритовыми рассланцованными, местами переходящими в кварциты, с прослоями и пачками (до 200 м) известняков, графитистых кварцитов, сланцев мусковитовых. В разрезе средней подсвиты (2300 м) преобладают метапесчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые с прослоями (1–5 м) филлитов, а также более мощными слоями (50–150 м) слюдистых кварцитов, андалузит-мусковитовых сланцев и филлитов. Верхняя подсвита (700 м) сложена филлитами с прослоями аспидных сланцев, кварцитов, тонкозернистых песчаников и редкими линзами известняков. Мощность свиты 4600 м.

Раннедевонский возраст свиты основывается на находках отпечатков древних плауновидных (IV Стратиграфическое совещание).

Супутинский комплекс риолитовый выделен в Синегорской зоне и объединяет покровные и субвулканические образования кислого состава.

Супутинская толща (D_1sp) распространена в бассейнах рек Илестая и Арсеньевка. С силурийскими образованиями толща граничит по разломам, перекрывается несогласно люторгской свитой среднего девона. В составе толщи преобладают лавы, туфолавы, кластолавы и туфы (от пелитовых до агломератовых) риолитов, риодацитов, трахириолитов, реже дацитов. При этом количество и мощности лавовых потоков существенно увеличиваются вблизи центров извержения, а на удалении от них преобладают туфы и туфолавы. В средней части разреза толщи среди кислых вулканитов имеются горизонты (до 60 м) андезибазальтов, базальтов, андезитов и их туфов. Изредка среди вулканитов наблюдаются линзовидные прослои (до 15 м) туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов, из которых определена флора *Sewdonia cf. orhata* (Dawson) Hueber, *Drepanophycus* sp., *Taeniocroda deheniana* (Gepp) Kr. et W., характерная для верхней половины раннего девона. Мощность толщи 1300–2100 м.

Субвулканические образования – риолиты (λD_1sp), трахириолиты ($t\lambda D_1sp$) представлены экструзивными куполами размером до 1,5 км в поперечнике, реже дайками. Риолиты и трахириолиты обычно участвуют совместно в строении экструзий, где они связаны взаимопереходами, но преобладает какая-либо одна порода. Породы куполов отчетливо порфиоровые, с фенокристами калишпата, реже кислого плагиоклаза, кварца и биотита.

Хорошо выражена флюидалность, крутая у контактов и пологая — в центре. В глубоко эродированных частях тел породы хорошо раскристаллизованы с гранофировой основной массой. Изредка у контактов наблюдаются лавовые брекчии.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Люторгская свита (D_2/l) распространена там же, где супутинская толща, на которой она залегает несогласно. Локальные выходы свиты известны в Муравьевско-Дунайской зоне, где она с размывом залегает на коре выветривания гродековских гранитов (Артемовский массив). В бассейне р. Арсеньевка нижняя часть разреза свиты (400 м) представлена частым переслаиванием туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, присутствуют редкие слои туфов риолитов. Выше залегает пачка (320 м) туффитов, алевролитов с редкими прослоями пелитовых туфов риолитов, углистых аргиллитов, содержащих тонкие (до 5 см) слойки каменного угля. Завершается разрез пачкой (350 м) пестроцветных алевролитов и мелкозернистых песчаников. В верховьях р. Арсеньевка в верхах разреза появляются слои гравелитов и конгломератов. Мощность свиты до 1070 м. Отложения свиты содержат отпечатки флоры *Taeniocrada decheniana* (Гоерр.) Кр. et W., *Protolepidodendron scharyanum* Кр., *Tomiphyton primaevum* f. *angusta* Петз., характерных для живетского яруса среднего девона.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Васиановская свита ($D_{2-3}vs$) распространена в Синегорской зоне, где она с угловым несогласием залегает на реттиховской свите буянковской серии и согласно перекрывается лунзинской свитой. Специфическими чертами свиты является преобладание в разрезах кварцевых, олигомиктовых и аркозовых песчаников, наличие в песчаниках галек и валунов риолитов и гранитов. Низы разреза свиты представлены пачкой (520 м) средне- и крупнозернистых песчаников с редкими слоями (до 25 м) слюдистых алевролитов. В основании пачки — горизонт валунных конгломератов. Разрез наращивается пачкой (1130 м) чередующихся слоев (20–100 м) алевролитов и крупнозернистых песчаников. Завершается разрез пачкой (900 м) мелко-среднезернистых песчаников, иногда известковистых, с редкими слоями туфопесчаников, туфоалевролитов и единичными линзами известняков, содержащих фораминиферы *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *Bisphaera elegans* Viss. среднего–верхнего девона. Мощность свиты колеблется от 610 до 2550 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Лунзинская свита (D_3/l) имеет незначительное распространение в Синегорской зоне. В ее составе в разных соотношениях развиты эффузивные, вулканогенно-осадочные пестроцветные и терригенные образования. Основ-

ной объем свиты слагают лавы и туфы базальтов (преобладают), андезибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, чередующихся со слоями алевролитов, туфоалевролитов, песчаников, туфопесчаников. В низах разреза отмечаются прослой конгломератов, а в верхах появляются риолиты и их туфы. Максимальная мощность свиты 790 м.

ДЕВОН–ПЕРМЬ

ВЕРХНИЙ ДЕВОН–ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ

Зародовская серия (D_3 – P_2zr) распространена в Прибрежной зоне. Подстилающие образования не известны, перекрывается поздне меловыми вулканитами. Стратон сложен крупными массивами рифовых известняков, окруженных околорифовыми, терригенно-карбонатно-кремнистыми отложениями. Рифовые массивы мощностью до 1450 м сложены однообразными светло-серыми, иногда белыми органогенными известняками. Встречены многочисленные остатки водорослей и фораминифер, реже губок, криноидей, еще реже – остракод, кораллов, мшанок, брахиопод, двустворчатых моллюсков. Залегают известняки на спилитизированных базальтах, что позволяет предположить формирование рифа на вершине потухшего вулкана. Рифовые массивы формировались практически непрерывно от фаменского века девона до дорашамского поздней перми. Ввиду однородного строения рифовых массивов и отсутствия в них каких-либо видимых геологических границ, их стратификация возможна только путем выделения биостратиграфических стратонов в ранге слоев с фауной фораминифер, что и было сделано М. И. Сосниной и А. П. Никитиной [227]. Выделяются следующие слои: 1) слои с *Cribrosphaeroides* sp., *Quasiendothyra* cf. *communis* (Rauscher) позднефаменского возраста позднего девона; 2) слои с *Endothyra* ex gr. *inflata* Lip., *E.* ex gr. *latispiralis* Lip., соответствуют верхней части турнейского яруса карбона; 3) слои с *Bradyina rotula*, *Asteroarchaediscus pustulus*, *Eostaffella protvae* соответствуют верхней части визейского и серпуховскому ярусам; 4) слои с *Eostaffella pseudostruvei* – низы башкирского яруса; 5) слои с *Ozawainella aurora* и *Pseudostaffella antiqua* отвечают средней части башкирского яруса (северокельтенский и прикамский горизонты); 6) слои с *Profusulinella primitiva* охватывают часть прикамского и низы черемшанского горизонтов башкирского яруса; 7) слои с *Profusulinella ovata* Rausch., *P. rhomboides* Lee et Chen. соответствуют нижней половине московского яруса (верейский и каширский горизонты); 8) слои с *Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen., *Fusulina quasicylindrica* Fischer. охватывают верхнюю часть московского яруса (подольский и мячковский горизонты); 9) слои с *Obsoletes* sp., *Protriticites lamendlosus diminutus* Nikit. соответствуют большей части камского яруса (кревякинский и хамовнический горизонты); 10) слои с *Triticites vetrennikovi* Nikit. охватывают низы гжельского яруса карбона; 11) слои с *Pseudofusulina trefilovae*, *Pseudoschwagerina* ex gr. *beedei* соответствуют середине ранней перми, т. е. пограничные слои карбона и перми не об-

наружены; 12) слои с *Schwagerina sphaerica gigas* и *Acervoschwagerina indolasa* отвечают верхней части ассельского и сакмарскому ярусам; 13) слои с *Chalartoschwagerina vulgaris* (Schellw. et Dühr.) и *Pseudofusulina krafftii* выделяются в объеме яхташского яруса; 14) слои *Toriyamaia laxiseptata* Канмега и *Misellina claudiae* (Derprat) соответствуют болорскому ярусу; 15) слои с *Cancellina zarodensis* Sosn. отвечают кубергандинскому ярусу; 16) слои с *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), *N. simplextenuis* Toriyama et Kanmeга соответствуют мургабскому ярусу; 17) слои с *Neoschwagerina katoi* Ozawa и *Yabeina, globosa* (Yabe) охватывают мидийский ярус; 18) слои с *Reichelina cribroseptata* Erk., *R. ulachensis* Sosn. отвечают джультинскому и нижней части дорашамского ярусов.

Наиболее полный разрез известняков установлен только в рифовом массиве горы Зарод — все ярусы карбона и почти все перми до мургабского включительно, на левобережье р. Аввакумовка — от позднего девона до середины перми, в других более мелких массивах — от мургабского до дорашамского ярусов. Околорифовые образования представлены пластами детритовых известняков и известковистых песчаников с обломками и глыбами известняков, содержащих ту же фауну, что и близлежащие массивы. На удалении от рифовых массивов появляются все более частые слои кремней, кремнисто-глинистых сланцев и песчаников. Послойный разрез этих отложений отсутствует ввиду интенсивной тектонической нарушенности. Однако по частным разрезам, по определениям радиолярий и конодонтов устанавливается наличие кремней разного возраста — от башкирского яруса карбона до дорашамского перми. Таким образом, можно предполагать одновременное формирование рифовых известняковых массивов (гайотов) и кремнистых отложений вблизи рифовой постройки. Мощность этой части превышает 450 м, а мощность серии в целом достигает 1700 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ КАРБОН

Светлоярский комплекс риолитовый. Светлоярская толща (C_{1sr}) выходит в междуречье Илистая—Осиновка как часть обширного вулканического поля (вулканоструктуры), развитой в Синегорской зоне. Мощность толщи достигает 3890 м. В ее составе резко преобладают зеленоцветные и красноцветные кислые вулканиды (на долю вулканогенных осадков приходится не более 1–2 % всего объема пород). Широко распространены среди пород толщи игнимбриды и литокристаллокластические туфы различной степени спекания риолитового, редко дацитового состава. В меньшем объеме присутствуют риолиты, дациты, трахиодациты, текстура их массивная и флюидальная, реже грубофлюидальная и полосчатая. Редко в маломощных прослоях встречаются туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и кремнистые туфоалевролиты. В центральной части структуры вблизи экструзий преобладают грубообломочные туфы и игнимбриды, чередующиеся с потоками лав, а по периферии развиты псаммитовые и

пелитовые туфы. В алевролитах толщи обнаружены фораминиферы *Planodiscus cf. eospirinoides* Brazh n., *Eosigmoilina* ex gr. *explicata* Gan раннекарбонического возраста.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

К этому возрасту условно отнесены метаэффузивы, поднятые со склонов хр. Северное Ямато, возвышенности Витязя.

Толща метаэффузивов (PZ₂₋₃mf) установлена на северо-западном склоне хр. Северное Ямато, где она (по данным драгирования ТОИ) прослежена примерно на 15 км по латерали пятью станциями драгирования в интервале глубин 1500–1000 м. Толща выделена и описана Е. П. Леликовым [73]. Ее средне-позднепалеозойский возраст обосновывается радиоизотопными данными (355,9; 319,2; 272,5 млн лет). В составе толщи установлены первично вулканогенные (глубина 1400–900 м) и исходно терригенные (глубина 1400–1200 м) породы. Первые представляют собой зеленовато-серые плейчатые рассланцованные вулканиты, превращенные в сланцы, альбититы, эпидотизиты.

Хлорит-эпидот-альбитовые сланцы сложены альбитом (до 80%), эпидотом и мелкоагрегатным хлоритом. Кварц-хлорит-альбитовые сланцы состоят из кварца (до 45%), альбита–олигоклаза (An₁₀₋₁₄) в количестве до 35%, хлорита (до 15%) и рудного минерала (3–5%). В эпидот-хлоритовых сланцах наблюдается реликтовая порфирировая структура и фибробластовая основная масса. Выделения представлены андезином (An₃₀₋₃₄) в количестве 15%, а основная масса сложена хлоритом (60–30%), эпидотом (до 25%), рудным минералом. В ней наблюдаются лейсты плагиоклаза-андезина (An₃₀₋₃₆), вытянутые в одном направлении, отражающие первичную флюидальность породы, с которой совпадает наложенная сланцеватость. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы сложены реликтовыми зернами плагиоклаза (An₃₀₋₃₂), образующими выделения в основной массе, представленной новообразованными агрегатами серицита и кварца с примесью хлорита и эпидота. Альбититы, вероятно, образовались по плагиандезиту. Они состоят из призматических и лейстовидных кристаллов альбита (до 1 мм), в промежутках между зернами которого развиты скопления эпидота. Эпидотизиты нацело сложены землистыми агрегатами эпидота, цоизита, частично лейкоксенизированным сфеном, на фоне которых выделяются отдельные зерна альбита и кварца.

Осадочные породы представлены филлитами и метапесчаниками. Первые обладают бластоалевропелитовой структурой и сланцеватой текстурой. Метапесчаники – среднезернистые породы, обломки в которых составляют 55–60%, представлены кварцем, плагиоклазом (An₂₄₋₂₈), изредка обломками пород андезитов и микрокварцитов, а основная, алевропелитовая, масса превращена в слюистый биотит-хлоритовый агрегат. В вулканомиктовых песчаниках преобладают обломки кварца часто оскольчатого и рогульчатого облика, андезита–дацита, а туфогенный цемент превращен в кварц-серицит-хлоритовый агрегат. Структура песчаников бластопсаммитовая, текстура сланцеватая.

По химическому составу (табл. 3) породы возвышенности Ямато относятся к образованиям натриевого типа с резким преобладанием натрия над калием (3,5–7,5 раза) и магния над кальцием, представляя собой умеренно и высокоглиноземистые породы (0,97–1,28) натриево-магнезиального ряда (Леликов..., 1992). Они характеризуются низким содержанием калия и титана и по соотношению титана с общей железистостью близки к островодужным базальтоидам, а на диаграмме рубидий–стронций точки этих пород попадают в поле производных толеитовой континентальной и островодужной магмы [119].

Таким образом, по основным петрогеохимическим характеристикам, и терригенные и вулканогенные образования обладают многими общими чертами, позволяющими отнести их к единому вулканогенно-осадочному комплексу, сформированному в геодинамической обстановке, близкой к островодужной в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Мощность толщи более 500 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко развиты на побережье и шельфе Южного Приморья, где они представлены морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями. Последние слагают почти весь осадочный и вулканогенно-осадочный комплекс нижнего отдела и низы верхнего отдела перми. Позднепермские отложения представлены однотипными морскими и прибрежно-морскими обломочными, реже карбонатными образованиями. Среди них местами отмечены континентальные, преимущественно терригенные породы, вулканические фации широко охватывают Западно-Приморскую зону. Пермские породы содержат многочисленные остатки ископаемой фауны и флоры, позволяющие обосновать возраст выделенных свит.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дунайский комплекс андезит-риолитовый объединяет покровные вулканы дунайской свиты и комагматичные им субвулканические образования.

Дунайская свита (P_1dn) локально распространена в Муравьевско-Дунайской зоне на п-ове Дунай, его окрестностях и на его подводном продолжении на шельфе. В нижней части разреза (600 м) преобладают туфоконгломераты и туфоконгломератобрекчий, редко маломощные слои туфогравелитов, кремнистых туффов, туффов и туфопесчаников. В кластической части – граниты, андезиты, дациты, риолиты, кварциты, редко песчаники и алевролиты. Средняя часть свиты (820 м) сложена туфами андезитов – от агломератовых до псаммитовых, перемежающимися с потоками массивных и миндалекаменных андезитов и кластолав андезитов и редкими слоями туфобрекчий, туфогравелитов, туфоконгломератов, туффов. Венчается разрез пачкой вулканобломочных пород (410 м) – туфобрекчий, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, пепловых туфов умеренно кислого состава, туфо-

аргиллитов, кремнистых аргиллитов, редкие прослои агломератовых туфов андезитов и потоки лав андезитов. Для нее характерно наличие ритмичности, ритмы имеют трехчленное строение — в основании залегают туфобрекчии и туфоконгломераты, в средней части — туфопесчаники различной зернистости, вверху — туфоалевролиты и туфоаргиллиты. Мощность свиты оценивается в 1830 м. Возраст дунайской свиты по комплексу растительных отпечатков *Cardioneura* sp., *Ruffloria* aff. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. intermedia* (Radez.) S. Meyen — сакмарский—яхташский ярусы ранней перми.

Казачкинская свита (P_{1kz}) распространена в Западно-Приморской зоне, где она узкой прерывистой полосой протягивается вдоль Западно-Приморского разлома. Свита трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на различных горизонтах кордонкинской свиты и согласно перекрывается отложениями решетниковской свиты. Наиболее полный разрез наблюдается в междуречье Кордонка—Золотая. Здесь нижняя часть разреза (245 м) сложена тонкопереслаивающимися туфоаргиллитами, туффитами, углистыми алевролитами, песчаниками с прослоями агломератовых и псаммитовых туфов риолитов. Верхняя пачка (270 м) сложена риолитами, риодацитами, их туфами и ксенотуфами с прослоями кремнисто-серицитовых туфоалевролитов. Общая мощность свиты здесь 515 м. Южнее, в бассейне р. Барабашевка, свита сложена переслаивающимися риолитами, их туфами, туфобрекчиями, углистыми аргиллитами, алевролитами, туфопесчаниками, туффитами. Отложения свиты содержат фауну *Primorevia reschetnikovi* Kotl., *Tomioptis atlanchus* Kotl. и флору *Ruffloria* ex gr. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Zamiopteris burgucliensis* Radez. et Schved., определяющих возраст в пределах яхташского времени.

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Решетниковская свита (P_{1-2rs}) закартирована только в Западно-Приморской зоне, по литологическому составу и палеонтологической характеристике четко подразделяется на две согласно залегающие подсвиты: нижнюю, сложенную преимущественно песчаниками и алевролитами и верхнюю — аргиллитовую. По составу слагающих отложений они относятся к фациям морского мелководья. Здесь присутствуют многочисленные слои с остатками и следами илоядной фауны и графитизированным растительным детритом. О прибрежном характере осадконакопления свидетельствует плохая сортировка обломочного материала, текстуры взмучивания, прослои смешанного гранулометрического состава и др. Залегают согласно на казачкинской свите и также согласно перекрывается владивостокской свитой.

В бассейне р. Казачка нижняя подсвита (1500 м) имеет следующее строение: 1) песчаники мелкозернистые с прослоями полосчатых алевроаргиллитов, алевролитов и туффитов (430 м); 2) алевролиты с прослоями песчаников (130 м); 3) песчаники с прослоями алевролитов (250 м); 4) аргиллиты и алевролиты тонкоплитчатые (300 м); 5) песчаники мелко-среднезернистые с прослоями алевроаргиллитов (400 м). Верхняя подсвита (700—800 м) сложена однотипными темно-серыми сланцеватыми или тонкоплитчатыми аргиллитами, алевроаргиллитами и алевролитами с прослоями (первые метры) песчаников. Общая мощность свиты в этом районе оценивается в 2210—2310 м.

На западном побережье Амурского залива нижняя подсвита также подразделяется на три пачки: 1) песчаники мелко-среднезернистые с обломками эффузивных пород, выше песчаники разной зернистости, редкие прослои алевролитов, алевритистых песчаников, углисто-алевритистых песчаников (общая мощность пачки — 550 м); 2) переслаивание песчаников и алевролитов. Мощности слоев алевролитов не постоянны и достигают 20 м (общая мощность пачки — 650 м); 3) внизу алевролиты песчанистые, тонкослоистые, иногда прослои тонкозернистых песчаников, туфоконгломератобрекчий, выше — чередование слоев (10–25 м) мелкозернистых песчаников, алевролитов, переслаивание песчаников различной зернистости, тонкое переслаивание песчаников и алевролитов (общая мощность пачки — 700 м).

Верхняя подсвита сложена углистыми и песчанистыми алевролитами с прослоями псаммитовых и пепловых туфов кислого состава в низах разреза (общая мощность пачки — 270 м). Мощность свиты в этом районе составляет 2170 м.

В решетниковской свите по всему разрезу собраны комплексы растительных остатков: *Paracalamites angustus* Su ch., *Cordaites lanceolatus* (Neub.) S. Meyen, *C. concinnus* (Radc.) S. Meyen.

На основе анализа флористических комплексов В. И. Бурого датирует нижнюю часть нижней подсвиты нижней пермью и нижней—верхней пермью — верхнюю ее часть, верхнюю подсвиту характеризуют только верхнепермские растения. Возраст свиты принимается в объеме болдорского—кубергандинского ярусов. Мощность ее колеблется от 2210 до 2310 м.

Поспеловская свита (P_{1-2ps}) является возрастным аналогом решетниковской свиты в Муравьевско-Дунайской зоне. Она обнажается в южной части п-ова Муравьева-Амурского и на о-ве Русский. Породы свиты обладают рядом характерных черт, резко отличающих их от других образований района: преобладанием в разрезе свиты песчаников, а среди них — аркозовых разностей, резко выраженной косою слоистостью прибрежно-морского и, вероятно, эолового типа, многочисленными знаками волновой ряби, иногда грубой ритмичностью, обилием в алевролитах следов илоедов, наличием своеобразных органических остатков — таонурусов (спирофитонов); характерным комплексом органических остатков — богатой количественно и качественно флорой и бедной однообразной фауной пластинчатожаберных моллюсков. По литологическому составу свита расчленяется на две подсвиты — нижнюю, существенно алевролитовую, и верхнюю — преимущественно песчаниковую. Подошва поспеловской свиты здесь не известна, перекрывается согласно владивостокской свитой. Переход постепенный, через пачку переслаивания песчаников, туфов и лав андезитов мощностью в первый десяток метров. Нижняя подсвита представлена тонким переслаиванием алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев и мелко-среднезернистых аркозовых песчаников (до 300 м). Верхняя подсвита хорошо обнажена на восточном побережье п-ова Муравьев-Амурского, где в разрезах резко преобладают средне- и мелкозернистые песчаники, преимущественно аркозового состава с разнонаправленной косою слоистостью. Алевролиты и аргиллиты образуют маломощные прослои, очень редко встречаются пачки мощностью до 15–20 м. Реже наблюдаются гравелис-

тые и углистые песчаники с прослойками каменного угля (до 3 см). В верхах подсвиты иногда присутствуют прослойки андезитовых туфов. Мощность подсвиты достигает 1800 м, а свиты в целом 2100 м.

Возраст поспеловской свиты по флористическим остаткам определяется в пределах конца ранней перми—начала поздней (болор-кубергандин), причем возрастная граница подсвит устанавливается выше рубежа ранней—поздней перми. В отложениях свиты по всему разрезу обнаружено несколько захоронений ископаемой флоры, из которых определены следующие виды: *Cordaites latifolium* (Neub.) S. Meyen, *Paracalamites decoratus* (Eichw.) Zal., *Rufioria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Wattia neuburgiana* (Zim.) Bur., *Comia latifolia* Tchal. и др.

Абрекская свита ($P_{1-2}ab$) выделена в восточной части Муравьевско-Дунайской зоны на п-ове Дунай и о-ве Пуятин, где она согласно залегает на дунайской свите (верхи ранней перми—низы поздней перми), а также в шельфовой зоне. В подошве свиты залегает пачка конгломератов, сменяющаяся выше по разрезу чередованием конгломератов, гравелитов и песчаников, которые в свою очередь постепенно сменяются алевролитами и аргиллитами. Выше в разрезе появляются мелкозернистые песчаники, иногда известковистые. Завершается разрез пачкой ритмичного переслаивания песчаников различной зернистости и гравелитов. Мощность свиты на п-ове Дунай достигает 1500 м. В бассейне р. Литовка свита имеет сокращенную мощность (800 м), здесь, на гранитах таудеминского комплекса, залегают конгломераты, дресвяники, гравелиты, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами. Возраст свиты по растительным отпечаткам *Umbellaphyllites planifolius* (Radcz.), *Annulina neuburgiana* (Radcz.), *Prynadaeopteris tunouscana* (Schm.) Radcz., *Rufioria gigantea* (Chachl. et Poll.) S. Meyen., *R. attenuata* (Neub.) S. Meyen., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen. и др., определен как яхташский—кубергандинский. Комплекс пелелипод *Mrassiella betechtinae* Муром., *Anthraconaia cylindrica* (Khalf.), *Procopievskia senersonii* (Khalf.) и др. не противоречит возрасту по флоре.

Кроме того, условно к абрекской свите ($P_{1-2}ab?$) отнесены обломки пород, поднятые с материкового склона Южного Приморья в 30 км юго-восточнее п-ова Трудный в интервале глубин 1300—900 м. Они представлены темно-серыми до черных ороговикованными алевролитами с прослоями мелкозернистых до алевритистых песчаников массивных и косослоистых.

Алевролит туфогенный с пятнистой текстурой, обусловленной наличием округлых и удлиненно-округлых пятен (0,5—2,5 мм) темно-серого пелита, заключенных в более светлую и крупнозернистую алевритовую массу. Структура алевропелитовая, алевритовая. Порода состоит из обломков (до 0,1 мм), составляющих до 15 % в пелитовой части и до 40 % в алевритовой. Обломки представлены кварцем (до 60 %) плагиоклазом (до 20 %), калиевым полевым шпатом, мусковитом, рудным минералом и стеклом. В алевритовой части литокласты сцементированы криптокристаллической кварц-хлорит-серицитовой массой. Пелитовые участки сцементированы кварц-серицитовой массой с мелкими лейстами плагиоклаза и, вероятно, представляют собой раскристаллизованное стекло.

Алевролиты с массивной текстурой состоят из остроугольных и клиновидных обломков (до 45 %) кварца, округлых обломков плагиоклаза, фель-

зита и мусковита. Цемент — кварц-серицитовый, напоминает раскристаллизованное стекло с примесью углистого вещества. Мелкозернистый полимиктовый песчаник псаммитовой и пелитовой структуры с поровым типом цемента. Он состоит (до 80 %) из угловатых и угловато-округлых обломков (до 0,3 мм), представленных кварцем (до 60 %), олигоклазом (до 15 %), фельзитом, андезитом, биотитом, мусковитом, эпидотом, серицитизированным стеклом. На основании сходства с ниже-верхнепермскими отложениями прилегающей суши Южного Приморья вышеописанные породы отнесены к абрексской свите.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнепермские отложения широко распространены в Западно-Приморской, Муравьевско-Дунайской, Синегорской, Малиновской, Партизанской и Украинской зонах. По формационному составу и строению они несколько отличаются от нижнепермских и вместе составляют единый комплекс прибрежно-морских и континентальных терригенных и вулканогенных отложений, сформировавшихся на краю континента. В Центральной и Прибрежной зонах пермские образования частично залегают в автохтоне, а большая часть в аллохтоне, слагая олистолиты и олистоплаки в мезозойском матриксе.

Владивостокский комплекс андезит-риолитовый в составе одноименной свиты и субвулканических тел распространен в Западно-Приморской, Муравьевско-Дунайской и Малиновской зонах.

Владивостокская свита (P_2v) в Западно-Приморской зоне распространена в бассейнах рек Брусья, Нарва, Барабашевка и сложена мелководно-морскими и лагунными фациями; на акватории свита развита на дне Амурского и Уссурийского заливов как подводное продолжение структур п-ова Муравьева-Амурского. В южной части зоны свита согласно залегает на решетниковской свите и по литологическому составу разделена на четыре пачки.

Первая пачка (150–290 м) представлена вулканогенными песчаниками и алевролитами, туфами андезитов (часто известковистыми), туффитами, туфолавами среднего состава, в незначительном количестве глинистыми сланцами и алевролитами. По простиранию на северо-запад в разрезе появляются грубозернистые песчаники, значительно увеличивается количество известковистых туфов среднего и основного составов.

Вторая пачка (300–650 м) сложена мощными потоками лав андезитов, часто миндалекаменными. В прослоях присутствуют туффиты, кремнистые алевролиты, туфы, кремни, алевролиты и песчаники. Нижняя граница пачки приурочена к первому мощному прослою лав или туфолав андезитов. Мощности слоев кремнистых туффитов достигают 60 м, переслаивающихся алевролитов и песчаников — 30 м.

Третья пачка (335–580 м) сложена лавами, реже туфами, туфолавами и туфобрекчиями кислого состава с маломощными прослоями и линзочками кремнистых туффитов, редко алевролитов, песчаников, известняков.

Четвертая пачка (220–600 м) сложена прибрежно-морскими и морскими отложениями, представленными углистыми туфопесчаниками и алевролита-

ми с широко развитыми в них текстурами взмучивания. Редко встречаются прослой туффитов, туфов среднего и кислого составов, туфогравелитов, известковистых туфопесчаников с линзочками песчаникового известняка, углистых алевролитов, аргиллитов и сланцев, еще реже прослой лав кислых и средних вулканитов. Мощность свиты в этом районе 1000–2120 м.

Владивостокская свита в Муравьевско-Дунайской зоне сложена лавами, туфобрекчиями, туфами среднего и кислого состава с прослоями туффитов, туфопесчаников и алевролитов. По вещественному составу четко подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную преимущественно туфами, лавами и туфобрекчиями среднего состава, и верхнюю, сложенную кислыми эффузивами и туфами. Каждая из подсвит подразделяется в свою очередь на пачки, объем которых, количество, состав и мощности весьма не выдержаны по простиранию. Для всей свиты характерна быстрая фациальная смена пород. На п-ове Муравьев-Амурский и о-ве Русский свита залегает согласно на песчаниках и алевролитах верхнепоспеловской подсвиты. Переходные слои на о-ве Русский представлены невыдержанной по мощности и простиранию пачкой (15 м) туфоконгломератов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Нижняя подсвита наиболее полно представлена на о-ве Русский, в районе Владивостока, на водоразделе р. Богатая с Уссурийским заливом. Первая пачка (150–270 м) сложена фациально замещающимися по простиранию андезитами, андезитобазальтами, туфобрекчиями, туфолавами, туфами и лавобрекчиями среднего состава. В незначительном количестве в маломощных прослоях присутствуют туффиты, туфоконгломераты, туфоалевролиты и аргиллиты, углистые сланцы. Вторая пачка (170–300 м) сложена в основном туфами от пелитовых до псефитовых, реже лавами и лавобрекчиями андезитов и риолитов. Изредка среди туфов наблюдаются маломощные линзовидные прослой туфобрекчий, туфоконгломератов, туффитов, туфопесчаников и алевролитов. Третья пачка (190–200 м) обнажена в стратотипическом разрезе в правом борту р. Первая Речка. Она сложена туфами псаммитовыми, псефитовыми и туфобрекчиями кислого и смешанного состава. В виде маломощных прослоев и слоев отмечаются туфы пелитовые и пелловые, туффиты углисто-алевритистые и кремнистые, гравелиты вулканомиктовые, песчаники от тонко- до среднезернистых вулканомиктовые и алевритистые, алевролиты, углистые сланцы. В верхней половине третьей пачки уменьшается число прослоев туфов и лав среднего состава и увеличивается кислого, появляются углистые разности пород, резко увеличивается число прослоев вулканомиктовых пород гравелитистой и алевритистой фракций. Близ кровли в туфах заметно уменьшается количество обломков туфов и алевролитов, восполняясь главным образом кислыми эффузивами. Мощность нижней подсвиты 510–770 м.

Верхняя подсвита выделяется на п-ове Муравьев-Амурский и в нижнем течении р. Артемовка. В районе г. Владивосток она подразделена на три пачки, на других участках не расчленена. Первая пачка (50–350 м) сложена риолитами и трахириодацитами. Вторая пачка (50–200 м) не выдержана по составу и мощности. На правобережье р. Первая Речка она сложена туфами риолитов с прослоями лав и туфолав кислого состава. По простиранию на юго-запад и северо-восток в эту пачку включены андезиты,

туфы и туфобрекчии среднего состава с прослоями алевролитов, алевритистых песчаников и риолитов. Третья пачка (200–250 м) весьма изменчива по простираанию, в ее составе преобладают риолиты и риодациты. В виде невыдержанных прослоев и линз присутствуют туфы от алевритовых до псефидовых кислого и среднего составов, лавобрекчии и алевролиты туфогенные, потоки миндалекаменных андезитов мощностью 2–3 м. Мощность верхней подсвиты – 250–770 м. Общая мощность владивостокской свиты в Муравьевско-Дунайской зоне – 760–1540 м.

Субвулканические образования владивостокского андезит-риолитового комплекса (αP_2v) представлены крупным силлом, который прослеживается на западном побережье п-ова Муравьева-Амурского на расстоянии более 5 км от бух. Федорова до р. Вторая Речка. Мощность этого силла на отдельных участках достигает 100–150 м, он имеет сложное строение, расщепляясь на более мелкие тела, в промежутках между которыми в виде линз зажаты кислые эффузивы, туфы и туфопесчаники владивостокской свиты. По простираанию силл разбит на несколько блоков поперечными сбросами и сопровождается серией более мелких субинтрузивных залежей и штоков. Сложены эти тела пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми андезитами, переходящими иногда к центру тел в диорит-порфириды, а в краевых частях нередко псефитовые и миндалекаменные андезиты. Возраст владивостокской свиты датируется мургабским веком на основании определений: радиолярий – *Pseudoalbaillella globosa* Ishiga et Imoto, брахиопод – *Spiriferella saranaeformis* Fred., амmonoидей – *Daubichites orientalis* Popo, растений – *Pecopteris tenuicostatus* Halle, *Taeniopteris* sp., *Rufloria* cf. *synensis* (Zal.) S. Meyen, *Lobatannularia lingulata* Halle, *Glossopteris* cf. *orientalis* Zim., мшанок – *Stenopora clarae* Kis.; *Muirwoodia mammatata* (Keys.).

Барабашский комплекс долерит-андезит-риолитовый. Барабашская свита (P_2br) распространена в Западно-Приморской и Муравьевско-Дунайской зонах, отличается исключительной пестротой слагающих ее вулканогенных, вулканотерригенных, терригенных и карбонатных образований и частой и резкой изменчивостью строения по латерали, что создает определенные трудности при сопоставлении разрезов даже соседних участков. Залегает согласно на владивостокской свите и перекрывается брусневской толщей, по составу разделена на две подсвиты.

В южной части Западно-Приморской зоны нижняя подсвита по литологическому составу и палеонтологической охарактеризованности разделена на две пачки: нижнюю андезитовую и верхнюю – карбонатную.

Андезитовая пачка (160–445 м) сложена диабазами и андезитами, туфами основного, среднего и умереннокислого состава, туфолавами, в меньшем количестве песчанистыми, алевритистыми и кремнистыми туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. В верхней части пачки на отдельных участках присутствуют риолиты, их туфы и туфолавы. Часто в ее основании залегают прослой (0,6–2,0 м) туфогравелитов или псефитовых туфов с обломками и редкой галькой подстилающих пород. Карбонатная пачка (144–355 м) сложена известняками, туфогенно-осадочными породами, мергелями, диабазами, реже риолитами, туфами и туфобрекчиями кислого состава. При этом мощность линз известняков в

разрезе увеличивается от 50 м на юге до 350 м на севере (бассейн р. Амба). В известняках очень часто встречаются пепловые частицы, горизонты лав и туфолов основного и, реже, кислого состава, кремнистые стяжения, каплевидные включения (0,05–3–5 м) андезитов. Мощность нижней подсвиты 300–800 м.

Верхняя подсвита (1000–1500 м) отличается большим разнообразием состава при преобладании туфов, туфобрекчий и лав кислого состава. Здесь присутствуют разной мощности прослой и линзы кремней, кремнистых туффитов, туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев, углей, туфолов и лав основного и дацитового составов, туфокогломератов, туфогравелитов, известковистых пород и известняков. Известковистость более характерна для средней части разреза, причем количество известняков, известковистых песчаников и туфов по простиранию на юг из бассейна р. Барабашевка уменьшается. Для верхней части разреза характерно появление вулканитов основного состава и увеличение количества песчаников, алевролитов и углистых сланцев. Мощность барабашевской свиты в Западно-Приморской зоне колеблется в пределах 1300–2550 м.

Субвулканические образования барабашского комплекса (βP_2br , γP_2br) представлены мелкими, изометричными в плане телами, силлами и дайками риолитов, гранит-порфиров, долеритов. Долериты слагают штокообразные тела с поперечником в первые сотни метров, иногда дайки протяженностью 0,2–3 км при мощности 0,3–400 м. Нередки силлообразные тела. Среди долеритов выделяются пироксен-роговообманковые, роговообманковые и биотит-роговообманковые разности пород. Риолиты и гранит-порфиры обнаруживают всю гамму переходов между собой. Слагают штокообразные тела (300–1500 м в поперечнике) и дайки длиной до 2 км.

Мидийский возраст свиты подтверждается определениями фораминифер – *Monodiexodina wanneri* (Schub.), *Skinnerella schucherti* Dunb. et Skinn., мшанок – *Dyscritella bogatensis* Kis., *Girtypora regula* Kis., брахиопод – *Anidanthus ussuricus* (Frecks), *Haydenella kiangsiensis* (Kays.) и растений – *Marattiopsis orientalis* Bur., *Neuropteridium* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgophytopsis gigantaea* Bur.

Сицинская свита (P_2sc) известна только в Партизанской зоне, где она сложена терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, находящимися в примерно равных соотношениях. Отличительными чертами слагающих ее пород являются: принадлежность к прибрежно-морским и субконтинентальным фациям; зеленокаменный метаморфизм вулканических образований, представленных андезитами, риолитами и их туфами, преобладание грубообломочных пород в основании разрезов и обилие растительных остатков, обусловивших появление углистых аргиллитов и каменных углей. Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород широким распространением пользуются грубообломочные разности. Базальные слои свиты повсеместно с размывом залегают на гранитоидах таудеминского комплекса и перекрываются чандалазской свитой. Основными чертами строения свиты являются – ритмичный характер наложения осадочных пород, появление отдельных мощных (до 32 м) горизонтов грубообломочных пород, бессистемное появление в разрезах вул-

каногенных пород, мощность прослоев которых достигает 80 м. Базальные слои (5–15 м) представлены конгломератами, гранитными дресвяниками с прослоями туффигов. Ритмы имеют двух-трехчленное строение (0,6–4 м), с конгломератами и грубозернистыми песчаниками в основании и алевролитами, алевроитовыми туффитами в кровле. Отложения характеризуются сильной фациальной изменчивостью, как по простираанию, так и в разрезе. В целом отмечается слабо выраженная тенденция увеличения количества вулканокластического материала в направлении с севера на юг. Мощность свиты составляет 280 м в северной части зоны, увеличиваясь до 630 м в районе г. Находка. Возраст свиты по остаткам растений *Prinadaeopteris karpovii* Radet., *Callipteris sahnii* Zal., *Cordaites* sp. и др. определяется как мидийский. На такой же возрастной интервал указывает и спорово-пыльцевой спектр. Сицинская свита коррелируется по возрасту и положению в разрезе с барабашской свитой в Западно-Приморской зоне и угодинзинской – в Малиновской.

Чандалазская свита (P₂сн) распространена в южной части Приморья в Муравьевско-Дунайской и Партизанской зоне она прерывистой полосой протягивается от п-ова Трудный на северо-восток, до бассейна р. Поворотная. Залегаet на сицинской свите и перекрывается ястребовской. Свита сложена известняками (линзы до 150 м), горизонтами алевролитов (первые м–десятки м) и пачками переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов. Известняки встречаются на всех стратиграфических уровнях, что позволило при детальном стратиграфическом исследовании выделить три возрастные лоны. Пачки переслаивания имеют трех-четырехчленное строение, с мощностью ритмов от первых метров до 25 м. Основные элементы ритма: в основании – конгломераты и песчаники разнозернистые, постепенно сменяющиеся песчаниками тонкозернистыми и заканчивающиеся алевролитами, обогащенными растительным детритом. Состав свиты в целом не меняется по простираанию, но в связи с линзовидным строением известняков они распространены неравномерно и преобладают в составе отложений в нижнем течении р. Партизанская в нижней части разреза, совместно с грубообломочными породами. В верхах разреза преобладают алевролитистые и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность свиты 385–570 м.

В Муравьевско-Дунайской зоне свита изучена слабо. Здесь, в основании свиты, залегают рифогенные известняки (до 250 м), сменяющиеся по простираанию криноидными крупнозернистыми известковистыми песчаниками со значительной примесью пирокластических частиц. Обломки представлены органогенными известняками и члениками морских лилий, туфами и лавами андезитов. Верхи разреза сложены ритмичным переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов с редкой галькой кремнистых пелитоморфных известняков, андезитов, риолитов. Мидийский возраст чандалазской свиты датируется определением фораминифер *Lepidolina kumaensis* Kanm., *Parafusulina stricta* Sosn., *Monodioxodina sutchanica* (Dutk.), *Lepidolina ussurica* (Dutk.), мшанок *Girtypora regula* Kis., *Ogbinopora perforata* Kis., *Dyscritella bogatensis* Mогоz., брахиопод *Yakovlevia kalusinensis* (Frckc), *Stenosisma timorensis* (Hayasaka et Gen.), аммонойд *Timorites markevichi* Yu. Zakh., растений *Annulina tajluganensis* (Radcz.) Bur., *Callipteris sahnii* Zal., *Ginkgophytopsis gigantea* Bur.

Сицинская и чандалазская свиты объединенные ($P_{2sc} + \dot{c}n$). Сицинская свита везде залегает совместно с перекрывающей ее чандалазской. Площадные контуры обеих свит подчас настолько малы, что показать их в масштабе карты не представляется возможным. Поэтому на большей части Партизанской зоны обе свиты показаны как объединенные.

Общая мощность — от 665 до 1200 м.

Угодинзинская свита (P_{2ug}) выходит в виде небольшого блока с тектоническими границами в Малиновской зоне. По составу разделяется на две подсвиты с преобладанием песчаных пород в нижней и алевроитовых в верхней. В основании нижней подсвиты базальный горизонт (от 1 до 40 м) конгломератов и гравелитов или же гравелистых и крупнозернистых известковистых песчаников. Выше залегают органогенные известняки мощностью 40—80 м, перекрывающиеся средне-мелкозернистыми слюдистыми известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность нижней подсвиты колеблется от 300 до 600 м. В редких случаях подсвита представлена только известняками (до 300 м) с маломощными (3—10 м) прослоями песчаников. Состав и строение верхней подсвиты однообразен — это переслаивание алевролитов, песчаных алевролитов и песчаников, включающих редкие линзы гравелитов и известняков, причем алевролиты преобладают. Алевролиты слоистые, часто слюдистые, с примесью вулканогенного материала, с единичными прослоями мелкозернистых, среднезернистых песчаников мощностью 0,5—2 м. Мощность слоев алевролитов от 15 м в нижних частях разреза до 200 м в средней и верхней его части. Песчаники граувакковые и кварц-полевошпатовые, слоистые, слюдистые, иногда с примесью криноидного детрита образуют прослои мощностью от 5 до 15 м. Количество песчаников уменьшается вверх по разрезу. Мощность верхней подсвиты колеблется от 400 до 800 м, мощность свиты 700—1400 м.

Мидийский возраст угодинзинской свиты обосновывается многочисленными находками в ее составе по всей мощности разреза ископаемой фауны брахиопод *Spiriferella* cf. *litha* (Fricks), *Permophriconothyris asiatica* (Chao), фораминифер *Nodosaria* cf. *infirma* Sosn. *Abadehella coniformis* Okimura et Ishii, мшанок *Dyscritella mongugaensis* Kis., *Streblascopora biserialis* (Bassler) и радиолярий *Follicucullus* cf. *ventricosus* Ormiston et Babcock, *F. porrectus* Rud.

Черноручьинская толща ($P_{2\dot{c}r}$) известна только в Щербаковской подзоне Прибрежной зоны, где она прерывистой полосой прослеживается в северо-восточном направлении вдоль побережья моря от бух. Соколовская в бассейн р. Черная и имеет продолжение на шельфе. Подстилающие образования неизвестны, перекрывается с угловым несогласием таухинской свитой раннего мела. Сложена преимущественно песчаниками от грубозернистых до мелкозернистых, иногда известковистыми, с примесью туфового материала. В меньшем количестве наблюдаются слои алевролитов или пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. В нижней части толщи присутствуют горизонты кремней, переслаивающихся с кремнистыми алевролитами и аргиллитами. В верхах толщи местами встречаются слои олистостромовых образований небольшой мощности (до 20 м) с глинистым матриксом и олистолитами песчаников и кремней, а также линзовидные прослои спилитизированных базальтов. Мощность тол-

щи 1700–1800 м. Многочисленные находки радиоларий, фораминифер и конодонтов в породах толщи определяют широкий спектр возрастов, самые поздние из которых характерны для мидийского яруса.

Людянзинская свита (P_2ld) выделена в Партизанской зоне на п-ове Трудный, где она с размывом залегает на известняках чандалазской свиты. В основании свиты брекчии и гигантобрекчии, сложенные обломками и глыбами известняков, хорошоокатанными гальками и валунами кремнистых пород, гранитов, слюдистых песчаников, филлитовидных сланцев, ороговикованных алевролитов и песчаников. Выше залегает мощная пачка аргиллитов с редкими маломощными прослоями (1–30 см) известковистых мелкозернистых песчаников, известняков (3–7 см), мелкогалечных конгломератов. В нижней части разреза в аргиллитах – крупные глыбы известняков. Отдельные слои аргиллитов содержат мергелистые конкреции. Мощность свиты на п-ове Трудный 650 м.

Возраст свиты определен как джюльфинско-дорашамский на основании находок фораминифер *Colaniella parva* (Col.), *C. cylindrica* MakLay, мшанок *Pseudobotostomella cf. innae* (Kis), *Arcticopora innae* (Kis), головоногих моллюсков *Sinocelites ex gr. costatus* Zhao et Zheng, *Huananoceras* sp., *Xenodiscus* sp., *Zusangangites bandoi* Yu. Zakh.

Извилинская свита (P_2iz) установлена только в Окраинской зоне, где она резко несогласно залегает на габброидах сергеевского комплекса и несогласно перекрывается ималиновской толщей. В бассейне р. Антоновка сложена переслаивающимися алевролитами и мелко-среднезернистыми слюдистыми песчаниками. В низах разреза два слоя туфов андезитов (5 и 15 м) и один прослой известняков (8 м). Местами песчаники становятся известковистыми, содержат обломки криноидей и мшанок. Мощность свиты в этом районе около 400 м. Южнее в бассейне р. Изюбринка базальные слои свиты представлены гравелитистыми песчаниками и мелкообломочными брекчиями в кластической части которых сланцы, вулканиты кислого и среднего составов. Выше залегают средне- и крупнозернистые слюдистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность свиты возрастает до 450 м. Свита является возрастным аналогом людянзинской и содержит те же органические остатки.

Ястребовская свита (P_2jas) распространена в центральной части Партизанской зоны. Сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, с преобладанием тонкозернистых разновидностей. Иногда в осадках в незначительных количествах присутствует примесь пеплового материала. Отличительные черты – слабо выраженная ритмичность, плохая сортировка, высокая слюдистость и аркозовый состав псаммитовых пород. Залегает согласно на чандалазской свите, несогласно перекрывается мезозойскими отложениями, самые древние из которых верхнетриасовые. Свита разделена на три, согласно залегающие друг на друге, подсвиты, имеющие в целом сходное строение, но отличающиеся особенностями ритмичной слоистости и соотношением основных типов пород. Мощность свиты составляет 1425 м.

Нижняя подсвита сложена песчаниками с подчиненной ролью алевролитов и конгломератов. Представлена мощными пластами (7–10 м) песчаников, пачками песчаников мелко-среднезернистых с редкими прослоями

алевролитов; горизонтами (до 10 м) конгломератов и пачками (20–120 м) флишоида с ритмами (5–50 м) двух-трехчленного строения, имеющими в основании песчаники средне- и крупнозернистые и алевролиты в кровле. Мощность подсвиты по наиболее полным разрезам составляет 625 м.

Средняя подсвита характеризуется преобладанием алевролитов от грубо- до тонкозернистых. Сложена пачками (5–50 м) тонкого ритмичного переслаивания (прослои 0,1–5 м) песчаников мелкозернистых и алевролитов, а также пачками (20–80 м) грубого переслаивания конгломератов и песчаников от крупно- до мелкозернистых, пластами (2–15 м) песчаников мелкозернистых, пластами алевролитов тонкослоистых. В пачках переслаивания ритмы иногда приобретают характер флишоида с градационной слоистостью. В целом по разрезу снизу вверх увеличивается доля алевролитов. Мощность подсвиты – 600 м.

Верхняя подсвита характеризуется резким преобладанием алевролитов с желтовато-зеленоватым оттенком и присутствием в их составе туфового материала. Сложена пачками (10–160 м) тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников мелкозернистых известковистых, пачками (10–40 м) – ленточного переслаивания (0,1–10 см) алевролитов и песчаников мелкозернистых с единичными пропластками туффитов и пачками (до 30 м) переслаивания (0,1–0,4 м) алевролитов и песчаников мелкозернистых. В алевролитах – конкреции карбонатного состава, а в разрезе у ст. Водопадная два горизонта сильно обогащены фауной (аммониты и двустворки). Мощность подсвиты оценивается в 200 м. Джульфин-дорашамский возраст свиты подтверждают фораминиферы *Colaniella parva* (Col.), мшанки *Arcticopora innae* (Kis.) и др.

Брусьевская толща (P_2^{bs}) выделена в Муравьевско-Дунайской зоне в междуречье Барабашевка–Пойма, где она примыкает к зоне Западно-Приморского разлома. Толща согласно залегает на барабашской свите поздней перми и несогласно перекрывается отложениями никанской серии раннего мела. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами (в основании), туфами риолитов и туффитами. Севернее в составе толщи резко преобладают песчаники с конгломератами в основании и единичной пачкой алевролитов (до 50 м). Мощность толщи 400 м.

Джульфинско-дорашамский возраст брусьевской толщи определяется достаточно уверенно. Фауна представлена пелециподами *Allorisma* ex gr. *komiensis* Masl., *Pentagrammysia* (*Coniomia*) ex gr. *kasanensis* Gein., *Propinacoceras* sp. indet., *Xenodiscus* sp. indet.

Вангинская толща (P_{2vn}) имеет ограниченное распространение в Кривинской подзоне Центральной зоны, где она залегает в виде крупных олистоплак (до 2 км²) и более мелких олистолитов среди микститов чичагоуской и синегорской толщ юры. Наиболее полный разрез толщи наблюдался на правобережье р. Кривая, где она состоит из базальтов, их туфов, пачек переслаивания кремней, кремнистых аргиллитов и туффитов суммарной мощностью до 550 м. Горизонты вулканитов часто содержат линзочки и прослои кремней. Пачки кремней имеют тонкополосчатое строение – кремни (3–10 см до 1,5 м) чередуются с аргиллитами (0,5–3 см). Строение толщи по простиранию не меняется – везде преобладают базальты, а

кремни и туффиты содержатся в подчиненном количестве (до 30 %). По химическому составу вулканиты образуют ряд от пикробазальтов до андезибазальтов с преобладанием базальтов нормального и субщелочного рода с ярко выраженным натриевым уклоном. Возраст толщи по определению конодонтов и радиолярий из кремней и кремнистых аргиллитов — мидийский—джульфинский ярусы поздней перми. Определяющими видами являются: радиолярии *Pseudoalbaillella* sp., *Follicucullus* sp., конодонты: *Neogondolella* ex gr. *prolongata* (Word. et Collin.), *N.* ex gr. *serrata* (Clark et Ething.) [34, 194].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса широко распространены в Южном Приморье, выходят на побережье залива Петра Великого и протягиваются на шельф Японского моря. Триасовые породы известны в большинстве структурных зон, выделенных на листе К-(52), 53, представлены всеми тремя отделами и отличаются большим формационным разнообразием. В Центральной и Прибрежной зонах распространены преимущественно кремнистые отложения глубокого моря, в Муравьевско-Дунайской, Партизанской и Украинской зонах — прибрежно-морские и наземно-пресноводные, часто угленосные осадки, а в Западно-Приморской зоне — вулканогенные образования.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Морские терригенные отложения раннего и среднего триаса распространены в Муравьевско-Дунайской зоне, где они слагают непрерывный разрез от инда до ладина и содержат обильную ископаемую фауну. При крупномасштабных исследованиях эти отложения разделялись на ряд согласно залегающих толщ и свит небольшой мощности: песчано-конгломератовая, алевролитово-песчаниковая, песчаниковая толщи и спутниковская свита. Изобразить эти стратонемы на карте масштаба 1 : 1 000 000 технически невозможно, поэтому и с учетом непрерывности разреза мы объединили их в единую серию — островорусскую.

Островорусская серия (T_{1-2} **or**) наиболее хорошо изучена на о-ве Русский, откуда она и получила название, и на п-ове Муравьева-Амурского. Разрез нижнетриасовых отложений начинается с базальных конгломератов, залегающих трансгрессивно и несогласно на осадочно-вулканогенных и магматических породах поздней перми. Совместно с вышележащими песчаниками они выделялись в песчано-конгломератовую толщу. На о-ве Русский, на позднепалеозойских гранитоидах залегает 50-метровая пачка конгломератов с редкими линзами мелкозернистых песчаников, выше которых обнажаются мелкозернистые песчаники, часто известковистые, мощностью 190 м с фауной аммоноидей. Мощность этого разреза 240 м. В цементе конгломератов о-ва Русский (п-ов Тобизина) были обнаружены *Neoshizodus laevigatus* (Ziet.), *Bakevellia* (*Maizuria*) *exporrecta* (Lep s.), *Unionites canalensis* (Cat.). На западном побережье Амурского залива (мыс

Атласова) разрез толщи также начинается с базальных конгломератов. Они отличаются от конгломератов о-ва Русский преобладанием в их составе гальки осадочных пород (на о-ве Русский галька преимущественно гранитоидов), представленных песчаниками, аргиллитами, известняками, кварцитами, риолитами и их туфами, порфиритами, реже гранитами. Мощность конгломератов более 150 м. Выше конгломератов залегают зеленовато-серые известковистые песчаники так называемого микоцерассового горизонта, в котором отмечаются многочисленные прослои и линзы органогенных известняков с *Bakevella (Maizuria) exporrecta* (Lep.), *Unionites fassaensis* (Bitt.), *Entolium (Palaeoentolium) microtis* (Witt.) мощностью 120–140 м. Общая мощность толщи 240–300 м. Возраст толщи определяет фауна аммоноидей, собранных по всему разрезу, как индский – нижняя часть оленекского яруса.

Выше, на о-ве Русский, залегают алевролитопесчаниковая толща (60–100 м) верхнего оленека (зоны *Columbites parisianus* с подзонами *Neocolumbites insignis* и *Subcolumbites multiformis*). Сложена толща в нижней половине тонкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, с известковистыми конкрециями, а в верхней части – алевролитами с прослоями известковистых песчаников и линзами известняков.

На западном побережье Амурского залива, севернее мыса Атласова, разрез толщи отличается от разреза о-ва Русский своим преимущественно песчаным характером. В разрезе преобладают песчаники мелкозернистые, полимиктовые, массивные, серые в верхах разреза – с косослоистой текстурой. В подчиненном количестве присутствуют алевролиты и аргиллиты, темно-серые слоистые (мощностью 0,2–6,0 м), линзы известняков (0,4 м). В основании разреза маломощный (0,7 м) прослой конгломератов среднегалечных, состоящих из обломков слабоокатанных песчаников. Мощность отложений 90–100 м.

На восточном побережье Уссурийского залива и бассейнах рек Петровка, Суходол, Литовка толща сложена преимущественно тонкослоистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, мелкозернистых известковистых песчаников и органогенных известняков. Мощность толщи увеличивается до 220 м. На о-ве Русский, на отложениях зоны *Subcolumbites multiformis* (верхи верхнего оленека), согласно залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами известково-мергелистых пород и фауной аммоноидей песчаниковой толщи мощностью до 450 м.

В бассейнах рек Богатая, Песчанка, на оленекских алевролитах согласно залегают песчаники темно-серые полосчатые с текстурами взмучивания, следами ползания червей и прослоями (до 0,2 м) мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и ракушнякав мощностью до 500 м. На основании определений фауны в конкрециях *Ptychites koneni* Witt, *Ussurites sichoticus* (Die n), *Monophyllites cf. sphaenophyllus* (Haye r.) возраст определен как анизийский.

Породы островорусской серии имеют два обширных выхода на шельфе южной части Уссурийского залива. Здесь они представлены песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с линзами ракушечников.

Общая мощность серии 1290–1470 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ивановская толща (T_{1-3iv}) выделена только в Кривинской подзоне Центральной зоны, где она картируется в виде олистоплак (до 3×1 км) или в олистолитах среди юрских образований. Толща имеет следующее строение: пачки (20–50 м) кремней тонкополосчатого строения (пропластки кремней мощностью 1–10 см переслаиваются со слоями (1–5 мм) кремнистых аргиллитов и туфоалевролитов), и пачки ритмичного переслаивания (50–140 м) кремней (0,5–5 см и до 1 м), туфоалевролитов (до 6 см), кремнисто-глинистых аргиллитов (1–10 см), туффитов и иногда туфов базальтов (1–10 см до 1,5 м). Общая мощность толщи, составленная по нескольким разрезам, с преобладанием кремней в нижней и верхней частях, оценивается в 200 м. Возраст ранне-позднетриасовый определен на основе определений радиолярий и конодонтов. Наиболее точные заключения датированы ранним триасом, средним триасом (анизий–ладиний), средним (ладиний)–поздним триасом, поздним триасом (карний–норий) по следующим видам: *Epigondolella* sp. juv. aff. *bidentata* (M osher), *Neogondolella* ex gr. *prolongata*, *Plafkerium cochleatum* Nak. et N ish. и др.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средне-верхнетриасовые преимущественно кремнистые отложения распространены в Центральной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы, кроме Кривинской подзоны, где представлены джаурской свитой и кремнистой толщей.

Кремнистая толща (T_{2-3j}) представлена крупной тектонической пластиной (площадью 17 км²) среди самаркинской олистостромовой толщи Самаркинской подзоны Центральной зоны. Кремнистая толща имеет однообразное строение – около 80 % ее объема составляют кремнистые породы с тонкими прослойками (до 1 см) кремнисто-глинистых пород с прослоями и пластами (до 30 м) алевролитов. Спорадически отмечаются линзовидные залежи базальтов и известняковых брекчий. Мощность толщи составляет более 250 м.

Возраст толщи установлен на основании возраста радиолярий и конодонтов, определенных на разных вертикальных уровнях разреза. Здесь определены радиолярии *Yeharia elegans* Nak. et N ish., *Triassocampe coronata* Bragin, *Tricolocapsa plicarum* Yao, *Cyrtocapsa kisoensis* Yao, *Stichocapsa japonicus* Yao, *Parahsuum officerence* (Pess. et Whal.); конодонты *Osarcodina saginata* Hucd., *Neospathodus dieneri* Sweet, *Neogondolella nepalensis* (Kozur et Mostler).

Нижние горизонты и подстилающие отложения на территории листа не известны. В бассейнах рек Малая Сидими и Були (правые притоки р. Бикин) отмечено согласное перекрытие кремнистой толщи хасамийской.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Наиболее детально разрез позднего триаса изучен в Муравьевско-Дунайской зоне, где он представлен континентальными образованиями карнийского яруса, морскими и континентальными отложениями норийского яруса. В составе континентальных образований карнийского яруса установлены кипарисовская (нижний карний) и садгородская (верхний карний) свиты. Морские отложения норийского яруса разделены на песчанкинскую (нижний—средний норий) и перевознинскую (верхний норий) свиты. Континентальные толщи среднего нория выделены в амбинскую свиту. Все эти свиты залегают согласно, имеют небольшую мощность, зачастую не выделяются в масштабе карты, поэтому объединены в богатинскую серию (р. Богатая).

Богатинская серия (T_3 .bg) имеет в основании кипарисовскую свиту, которая в бассейнах рек Богатая, Песчанка и Кипарисовка согласно залегают на ладинских отложениях островорусской серии, а на западном побережье Амурского залива — несогласно, с размывом, на барабашской свите поздней перми. Разрез свиты везде начинается пачкой кварцевых песчаников, выше которых залегают мелко-среднезернистые плитчатые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев. Максимальная мощность свиты — в бассейне р. Песчанка — 780 м, минимальная — в бассейне р. Барабашевка — 150 м. Положением в разрезе и находками растительных остатков *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle., *Todites giganteus* (Oishi), *Podozamites patschichescicus* Srebr. et Schor., *P. angustifolius* (Eichw.) Heer. возраст серии определяется как раннекарнийский.

Садгородская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углями и углистыми аргиллитами, туфами среднего и кислого составов. Всего в составе свиты насчитывается 22 пласта и пропластков каменного угля и углистых пород, приуроченных к нижней и верхней частям свиты. Залегают согласно на кипарисовской свите и так же согласно перекрывается песчанкинской. Мощность колеблется от 200 до 440 м. Возраст свиты принят как верхний подъярус карнийского яруса на основании присутствия в ней остатков карнийских растений (определения С. А. Шороховой): *Cladophlebis mongugaicus* Srebrod., *Nilssonia mongugaica* (Srebrod) Schor. и др.

Залегающая выше песчанкинская свита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, редко конгломератов. Мощность свиты 100—310 м. Возраст свиты по фауне *Eumonotis scutiformis* (Tell.), *Oxytoma (Palmoxytoma) mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten subhimalis* (Kipar.) определяется как ранняя—средняя часть норийского века.

Амбинская свита согласно перекрывает песчанкинскую. Ее разрез в бассейне р. Амба представлен 320-метровой толщей песчаников мелко- и среднезернистых с прослоями алевролитов, аргиллитов и пластами каменного угля. Всего в разрезе отмечено 19 пластов и пропластков каменного угля, из которых три имеют мощность более 2 м. В нижней части прослой (6 м) туфов среднего состава. Комплекс растений амбинской свиты представлен *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Eguisetum* sp., *Todites pseudoraciborskii* (Srebrod) Schor., *Clathropteris meniscioides* Brongn. и др.

Он отличается от комплекса садгородской свиты значительно более разнообразным и обильным составом растительных остатков и содержит ряд родов и видов, отсутствующих в последнем. Его стратиграфическое положение между морскими отложениями с *Monotis ochotica* (Keys.) и *Eomonotis scutiformis* (Tell.) позволяет отнести его, а соответственно и вмещающие осадки, к среднему норрию.

Перевознинская свита завершает разрез богатинской серии, залегает согласно на амбинской. Сложена вулканомиктовыми песчаниками, иногда известковистыми алевролитами с прослоями туффов общей мощностью до 150 м. Поздненорийский возраст определяется фауной *Monotis ochotica* (Keys.). Общая мощность богатинской серии оценивается в 920–2000 м.

Тальминская толща (T_{3tl}) выделена только в Западно-Приморской зоне, где она с размывом и несогласно залегает на решетниковской или барабашской свитах и прорвана юрскими гранитами гвоздевского комплекса. Сложена лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, кластолавами андезитов, игнимбритами и туфами дацитов, туфами риолитов с линзами конгломератобрекчий, туффов, туфоалевролитов мощностью до 300 м. В северной части зоны в составе толщи существенно увеличивается количество вулканитов дацитового и риолитового составов. Аналогичные по составу вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования широко распространены в приграничных районах провинции Цзилинь Китая, где они охарактеризованы предстательной флорой, по составу аналогичной флоре садгородской и амбинской свит Приморья.

Ималиновская толща (T_{3im}) распространена в Партизанской и Украинской зонах, известна также в Прибрежной зоне. В Партизанской зоне залегает с размывом и несогласно на ястребовской свите и также несогласно перекрывается монакинской толщей. Сложена алевролитами, песчанистыми алевролитами, алевритовыми песчаниками, известковистыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, реже туфоалевролитами, ракушняками. В основании – горизонт конгломератов с плохоокатанными валунами и галькой алевролитов, песчаников и известняков. Мощность толщи 520 м. Подобное строение толща имеет и в Украинской зоне. В нижней части разреза здесь имеются три выклинивающихся горизонта андезитов мощностью 15–20 м. Возраст толщи устанавливается на основании находок двустворок *Monotis ochotica* (Keys.), *M. zabaikalica* (Kipar.).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Глубоководные морские отложения юры распространены в Центральной и в Прибрежной зонах, прибрежно-морские отложения известны в Муравьевско-Дунайской, Украинской и Малиновской зонах, а вулканогенные – в Западно-Приморской и Партизанской зонах.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Наиболее полные разрезы ранне-среднеюрских прибрежно-морских отложений находятся в Муравьевско-Дунайской зоне, где описан ряд стратонтов, объединенных нами в серию.

Ливадийская серия ($J_{1-2}IV$) в составе шитухинской, петровской, демидовской, труднинской, комаровской и бонивуровской свит представляет по сути непрерывный разрез от геттанга до нижнего бата. Полный разрез серии (шитухинская, петровская и бонивуровская свиты) наблюдался в районе Ливадийского хребта.

Шитухинская свита распространена в бассейнах рек Петровка, Волчанка, Литовка, сложена алевролитами, тонкозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов, углистых аргиллитов и ракушняков. Залегаet на отложениях островорусской серии триаса с размывом, но без видимого несогласия. Максимальная мощность 285 м. Возраст свиты ограничен геттангом на основании флоры *Marattiopsis hoerensis* (Schimp.) Halle, *Phlebopteris angustiloba* (Presl.) Herm. et Hoern., *Nilssonia acuminata* (Presl.) Goer. и др.

Петровская свита залегаet с размывом, но без углового несогласия на шитухинской. В ее составе преобладают грубо- и крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Мощность свиты около 200 м. Содержит раннеюрскую флору *Phlebopteris angustiloba* (Presl.) Herm. et Hoer., *Cladophlebis elegans* Oishi, а также двустворки *Nuculana rostralis* (Lam.). С учетом стратиграфического положения свиты, между шитухинской и бонивуровской, ее возраст принимается в интервале синемюр–тоар (без верхней части).

Бонивуровская свита завершает разрез серии в районе Ливадийского хребта. Залегаet согласно на петровской свите и трансгрессивно перекрыта позднеюрскими отложениями чигановской свиты. Сложена внизу мелко- и среднезернистыми слюдистыми песчаниками, а сверху – песчанистыми алевролитами с *Mytiloceras* cf. *subambiquus* (G. Pcel.), *Myt.* aff. *galoi* (Boehm.), *Myt. retrorsus* (Keys.) и др. (поздний тоар–ранний бат). Мощность свиты здесь 220 м.

В других районах Муравьевско-Дунайской зоны разрез ливадийской серии неполный или сокращенный. На п-ове Трудный описана толща (500 м) алевролитов с горизонтом среднезернистых песчаников и двумя пластами конгломератов (труднинская толща по И. В. Коноваловой). Возраст толщи определяется в пределах геттанга–синемюра. В бассейне р. Литовка выделяется демидовская свита (480 м). Основание ее не известно, перекрывается несогласно чигановской свитой. Сложена переслаивающимися разнозернистыми песчаниками, алевролитами, туффитами, туфами кислого состава. Все породы образуют взаимопереходы по примеси вулканокластического материала (терригенные осадки–туффиты–туфы). В середине разреза свиты обнаружен синемюрский аммонит *Coroniceras* sp., а в верхах – двустворки плинсбахского яруса *Oxytoma* (*Oxytoma*) cf. *inaequivalvis* (Sow.), *O.* (*Palmoxytoma*) *cygnipes ussurica* (Vor.), *O.* (*P.*) aff. *koniensis liassica* Mil., *Chlamys textoria* (Schloth.) и др. Возраст свиты датируется в пределах синемюр–плинсбах.

На северо-западе зоны в бассейнах рек Комаровка, Перевозная, Раздольная ливадийская серия состоит из двух свит — комаровской и бонивуровской. Комаровская свита здесь залегает с размывом, но без углового несогласия, на песчаниках верхнего триаса. Сложена граувакковыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и пелитовых туфов мощностью 90 м. В основании — слой конгломератов (1 м). Фауна *Mytiloceramus* cf. *mytiliformis* (Fant.), *Oxytoma* cf. *inaequivalvis* (Sow.), *O.* aff. *kobayashii* Hayami, *O.* cf. *kobayashii* Hayami и др. определенно указывает на плинсбах-тоарский (без его верхней части) возраст свиты. Бонивуровская свита в этом районе залегает согласно на комаровской или трансгрессивно на отложениях триаса. По литологическому составу и комплексам двустворок разделена на три подсвиты. Нижняя подсвита мощностью до 120 м сложена песчаниками разной зернистости, хорошосортированными, в основании — слой гравелитов с фауной, характерной для верхней части верхнего тоара—нижней части нижнего аалена: *Meleagrinnella* cf. *startense* Polub., *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *Myt. quenstedti* (Pcel.), *Propeamussium olenekense* (Bodyl.) и др.

Средняя подсвита (270 м) сложена средне- и мелкозернистыми, плохосортированными фукоидными песчаниками с редкими прослойками алевролитов и туффитов с многочисленной фауной *Mytiloceramus subambiguus* (G. Pcel.), *Myt. ussuriensis* (Vor.) и др., определяющими возраст подсвиты в пределах поздний аален—байос. В составе верхней подсвиты преобладают среднезернистые полевошпатовые и известковистые песчаники (60 м) с *Mytiloceramus kystatymensis* (Kosch.), *Myt.* aff. *galoi* (Boehm.) и др., которые позволяют отнести эти отложения к нижнему бату. Как видим, на северо-западе Муравьевско-Дунайской зоны отсутствуют геттангские и синемюрские слои. Мощность ливадийской серии 705 м на востоке зоны и 540 м на западе.

Украинская свита ($J_{1-2}ok$) выделена в Партизанской и Украинской зонах, где она распространена и прослежена в виде разобщенных по площади участков — от правобережья р. Журавлевка на севере до верховьев р. Партизанка на юге. Небольшие выходы закартированы в Малиновской зоне. Везде зафиксировано, что подстилается свита ималиновской толщей позднего триаса, однако очень близкий литологический состав приграничных слоев обоих стратонов не позволяет установить характер их соотношений. Перекрывается с размывом погской свитой. В бассейне р. Партизанская свита сложена неритмично чередующимися пачками алевролитов, алевропесчаников, песчаников, реже туффитов, пепловых туфов риолитов. В разрезах преобладают породы с турбидитовыми текстурами, плохой сортировкой материала. Вулканогенные породы приурочены к нижним частям разреза и кровле. Мощность свиты здесь 450 м. Севернее, в бассейне рек Извилинка и Соколовка, свита сложена в основном туфоалевролитами, туфоаргиллитами, алевролитами, аргиллитами, реже туфопесчаниками и известняками. Характерно наличие в разных частях разреза слоев базальтов, андезибазальтов, андезитов мощностью 10—40 м. Мощность свиты увеличивается до 790 м. По фауне *Mytiloceramus kystatymensis* (Kosch.), *Amaltheus* cf. *margaritatus* Montf., *Arieticerac* cf. *algovianum* (Opp.) и др. возраст свиты определяется как плинсбах—ранний бат.

Малагоуская толща ($J_{1-2}mg$) распространена незначительно, слагая относительно крупные тектонические пластины. Представлена алевролитами, аргиллитами, кремнями, реже туффитами, песчаниками. На левобережье р. Кривая слои линзовиднослоистых аргиллитов (30–100 м) чередуются со слоями (20–100 м) микститов с алевроаргиллитовым матриксом и единичными маломощными (10–15 м) слоями кремней, туффитов и кремнистых алевролитов [234]. Суммарная мощность толщи 500 м. Возраст толщи по радиоляриям из кремней и аргиллитов – ранне-среднеюрский (уверенно – синемюр-плинсбах-бат), но отсутствие нижних горизонтов толщи позволяет опустить нижнюю границу до основания юры. По радиоляриям матрикс микститов датируется плинсбахом, а обломки пород – поздней пермью. Характерные виды радиолярий – это *Canutus cf. indomitus* Pess. et Whal., *Gongylothorax cf. favosus* Dum., *Ristola(?) cf. turpicula* Pess. et Whal. и др.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Монакинская толща ($J_{2,mn}$) выделена только в Партизанской зоне в верховьях рек Партизанская и Сергеевка. Залегает несогласно на отложенных ястребовской и украинской свит и ималиновской толщ, перекрывается также несогласно сучанской серией. В основании толщи залегают горизонт конгломератов или гравелитов (5–20 м), выше которых следует переслаивание песчаников разной зернистости (от тонкозернистых до гравелистых) с пластами риолитов и дацитов (10–50 м), реже отмечаются туфы риолитов и туффиты. В составе толщи несколько пропластков и пластов каменного угля (0,3–5 м). Мощность толщи 250–510 м. Из отложений толщи собрана богатая коллекция растительных остатков (более 80 видов), в составе которой присутствуют виды, наиболее характерные для средней юры: *Klukia exilis* (Phill.) Racib., *Osmundopsis prynadae* Delle, *Cladophlebis toyaraensis* Oishi, *C. williamsonii* (Brong.) Brong., *Sagenopteris petiolata* Oishi и др. На основании этого монакинская толща отнесена Е. Б. Волынец (1997 г.) к средней юре (батскому ярусу).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Самаркинская свита ($J_{2-3}sm$) в Самаркинской подзоне Центральной зоны слагает два крупных блока общей площадью до 250 км² в бассейнах рек Павловка, Усури. Ее основу составляют алевролиты и микститы с алевролитовым матриксом, в котором есть обломки разной величины, крупные олистолиты и олистоплаки песчаников, базальтов, кремней, известняков, метаофиолитовых габброидов, кристаллических сланцев. Общая мощность разреза самаркинской свиты 600–1300 м.

В алевролитах, туфогенных и кремнистых алевролитах самаркинской свиты часто встречаются радиолярии *Tricolocapsa conexa* Mats., *T. plicarum* Yao, *Tricolocapsa aff. ruesti* (Tan Sin Hok), *T. yaoi* Mats., *Hsuum maxwelli* Pess., *Protunuma fusiformis* Yao и др. (определение Волохина, 2003 г.).

Чичагоуская толща (J_{2-3} čč) выделяется в бассейне р. Киевка в Кривинской подзоне Центральной зоны и в виде олистоплак среди киевской толщи, в Дальнегорской подзоне Прибрежной зоны. Толща сложена экзоолистостромой с алевролитовым матриксом, наполненным обломками и олистолитами пород всех более древних толщ, распространенных в Кривинской подзоне и Сергеевской зоне. Наиболее детально изучен разрез толщи в приустьевой части пади Коцкого, где на базальтах вангинской толщи с размытым залегают алевролиты и микститы с алевритовым матриксом, образующие слои 10–250 м мощности. Мощность толщи в этом разрезе – 770 м. Полная мощность толщи составляет 1120 м.

В алевролитовом матриксе встречаются радиолярии *Guexella aff. nudata* K o s h., *Tricolocapsa tetragona* M a t s., *Stichocapsa* sp. и др., конодонты *Neogondolella* sp. indet. и др., указывающие на средне-позднеюрский (в пределах бата-кимериджа) возраст толщи. В чичагоуской толще встречаются олистолиты и олистоплаки позднепермской вангинской и раннетриасовой ивановской толщ и она согласно перекрывается флишоидно-олистостромовой синегорской толщей [234].

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К ним условно отнесены терригенные породы материкового склона Южного Приморья и возвышенности Первенца, выделенные под названием алевролитовой толщи.

Алевролитовая толща (J_{1-3al}). На материковом склоне залива Петра Великого в 20 км юго-западнее о-ва Аскольд в интервале глубин 1400–1100 м были подняты обломки и глыбы (15 × 15 см) осадочных пород. Среди них преобладают темно-серые и черные, иногда филлитизированные алевролиты с тонкими (до 1 мм) прослоями серого алевролита с алевропелитовой структурой, слоистой текстурой. Порода состоит из тонкого переслаивания светлых алевропелитовых прослоев, обогащенных алевритовыми зернами кварца и полевого шпата, и темных, обогащенных углистым веществом (до 30 %). Пелитовая масса состоит из глинисто-серицитовых агрегатов с примесью углистого вещества, а в туфогенных алевролитах – с примесью хлорита. В подчиненном количестве встречаются серые мелкозернистые кварцитовидные тонкополосчатые песчаники, полосчатость которых обусловлена чередованием кварцита (0,5 см) и песчаника (0,1 см). Встречаются также ороговикованные алевритовые песчаники и туфы литокристаллокластические.

На возвышенности Первенца на двух станциях драгирования (2335, 2538) с глубины 2000–1700 м подняты обломки песчаников и алевролитов. Песчаники – крупно-, средне- и мелкозернистые породы, сложенные угловатыми обломками кварца, полевого шпата, биотита, роговой обманки, порфирита, гранита, кварц-мусковитого сланца. Цемент регенерации (кварц-полевошпатовый), выполнения пор и замещения. Алевролиты – темно-серые тонкоплитчатые породы, по составу аналогичны песчаникам.

Мощность толщи более 300 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Киевская толща (J_3kv) распространена в Дальнегорской подзоне Прибрежной зоны, где картируются в тектонических блоках. Опорные разрезы ее изучены на правом берегу р. Киевка и в бассейне р. Беневка, где она разделена на две пачки. Первая пачка мощностью до 1165 м сложена горизонтами олистостромов, алевролитов и песчаников. Олистострома с алевролитовым матриксом и с олистолитами песчаников, верхнекарбонных и триас-юрских известняков, триасовых кремней. Песчаники и алевролиты образуют слои среди олистостромы и пачки флишоидного переслаивания. Вторая пачка мощностью 200 м отличается увеличением роли песчаных пород. Пласты песчаников, гравелитов (10–50 м), горизонтов (10–80 м) песчаного флишоида, алевролитов чередуются с олистостромовыми слоями с песчаным матриксом, с олистолитами, подобными встреченным в первой пачке. Мощность пачки – 720 м. Общая мощность киевской толщи 1885 м. Кимеридж-титонский возраст толщи установлен по радиоляриям и двустворкам: *Buchia terebratuloides* L a h., радиолярии *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Xitus spicularis* Aliev и др.

Синегорская толща (J_3sg) слагает небольшие (3–5 км²) блоки в Кривинской подзоне Центральной зоны. Сложена она песчаниками (слои 100–200 м), алевролитами (слои 25–60 м), микститами (слои 5–40 м) и ритмопачками флишоидного переслаивания, Наиболее полный разрез толщи изучен по р. Синегорная, где мощность его составляет 1300 м.

Позднеюрский возраст толщи определяется по радиоляриям в алевролитах: *Protunuma* sp., *Tricolocapsa* sp., *Eucyrtis* sp. и др. Синегорская толща залегает согласно на средне-позднеюрских отложениях чичагоуской толщи.

Погская свита (J_3pg) слагает небольшую площадь в Окраинской зоне. В составе свиты преобладают базальты, щелочные базальты и их туфы, реже встречаются щелочные пикриты и пикритовые базальты, туфоалевролиты, туффиты.

Наиболее полные разрезы свиты изучены на правом берегу среднего течения р. Левая Антоновка. Здесь в ее составе преобладают базальты, их туфы и субщелочные аналоги этих же пород. Основные разности приурочены к основанию разреза и развиты преимущественно в западной части ареала. Породы разного состава здесь часто чередуются между собой и выклиниваются, что указывает на высокую степень фациальной изменчивости свиты. Это подтверждается и тем, что в северном ареале распространения свиты в ее составе резко преобладают разноразмерные – от псаммитовых до агломератовых (с размерами бомб до 15 см) – туфы щелочных базальтов при подчиненной роли лав базальтов. Редко в составе свиты отмечаются туфоконгломераты, приуроченные к верхам ее разреза. Мощность свиты составляет более 200 м. Возраст погской свиты определяется как позднеюрский по ее согласному залеганию на ранне-среднеюрской окраинской свите.

ТРИАСОВАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

НИЖНИЙ ТРИАС—НИЖНИЙ МЕЛ

Горбушинская серия (T_1-K_1gr) закартирована в Прибрежной зоне в тектонических блоках, прерывистой полосой прослеживающихся от бассейна р. Черная до р. Рудная. Нижняя граница неизвестна, предполагается, что она несогласно залегает на зародовской серии, перекрывается несогласно отложениями таухинской свиты. По литологическим признакам разделяется на две толщи — кремнистую и терригенную. В бассейне р. Рудная серия слагает аллохтонные покровы, четырежды повторяющиеся в разрезе. В каждом покрове установлена нормальная стратиграфическая последовательность осадконакопления: яшмы и кремни—глинистые кремни—алевролиты—песчано-алевролитовый флиш—песчаники. Мощность кремнистой толщи здесь до 150 м, терригенной до 380 м, а серии до 530 м. В общем виде порядок напластования пород сохраняется во всех ареалах распространения серии, меняются только мощности породных горизонтов, особенно флишоидного. В породах нижней, кремнистой толщи определены радиолярии *Canoptum triassicum* Vao, *Capnuchosphaera mexicanus* Pess., *Kozurastrum* sp., *Capnuchosphaera theloides* De Wev., «*Stylosphaera*» *fragilis* Brog. и др. и конодонты *Epigondolella bidentata* Mosh., *E. abneptis* (Huckr.), *E. postera* (Kozur. et Most.), *Paragondolella foliata* Bud., *Neogondolella excelsa* Mosh., *Neospathodus kockeli* (Tatge), *N. timorensis* (Nog.), *N. homeri* (Bend.) и др., охватывающие возрастной диапазон от анизийского яруса триаса до середины поздней юры. В верхней, терригенной толще, из алевролитового и флишоидного горизонтов определены радиолярии *Eucyrtidiellum ptyctum* (Ried. et Sanf.), *Obesocapsula nodulosa* (Tich.), *Ristola altissima* (Rust.), *Triactoma blakei* (Pess.), *Podocapsa amphitreptera* Far., *Gongylothorax sakawaensis* Mats., *Mirifusus mediodilatatus* (Rust.), *Hsuum* sp. и др. поздней юры и низов раннего мела. Учитывая, что серия перекрывается берриас-валанжинскими отложениями таухинской свиты, ее возраст принимается в диапазоне триас—ранний берриас.

Общая мощность серии — 1200 м.

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНЯЯ ЮРА—МЕЛ

Чигановская свита (J_3-K_1cg) распространена в Муравьевско-Дунайской и Партизанской зонах (с продолжением на шельф), где она с размывом залегает на отложениях островорусской серии, имея в основании горизонт базальных конгломератов (7–10 м). Нижняя часть разреза (280 м) сложена песчаниками преимущественно среднезернистыми, часто косо-слоистыми, с горизонтами грубозернистых и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Верхняя часть разреза представлена пачкой аркозовых песчаников мелко-среднезернистых, плохосортированных, горизонтально-слоистых, с шаровидными включениями карбонатизированного песчани-

ка и многочисленными фукоидами. Мощность этого слоя около 120 м. В его нижней части (первые 50–70 м), как и в нижележащих слоях, собрана обильная фауна титонского возраста: *Buchia ficheriana* (Ogb.) и *B. piochii* (Gabb.) и др., а в его верхней части — фауна раннего берриаса — *Berriasella* ex gr. *jakobi* Maz., *Pseudosubplanites* cf. *grandis* (Maz.), что позволяет определить возраст свиты как титон–ранний берриас.

Общая мощность свиты — 400 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего мела известны практически во всех структурно-формационных зонах, но наиболее широко в Восточной зоне, особенно в Лужкинской подзоне, где они представлены всеми ярусами стратиграфической шкалы — от берриаса до альба.

Таухинская свита (K_1th) выделена в Прибрежной зоне как возрастной аналог журавлевской свиты Восточной зоны. Залегает с размывом и несогласно на позднепермских или триасовых отложениях, перекрывается согласно ключевской свитой. В наиболее полных разрезах она разделяется на три ритма (или подсвиты), в основании которых залегают гравелиты, гравийные песчаники или относительно мощные слои песчаников. В целом же состав свиты алевро-аргиллитовый.

Нижняя подсвита (250–800 м) начинается с базальных слоев, мощность которых варьирует от 10 (реже 5) до 210 м, причем это может происходить на коротких расстояниях. В самом низу чаще залегают конгломераты и гравелиты, но могут присутствовать и разнозернистые песчаники; выше — переслаивание разных пород: от конгломератов до песчаников. Конгломераты — от преобладающих мелкогалечных до крупногалечных. Состав галек по латерали меняется, но 60–80 % всегда составляют карбонатизированные песчаники, затем 10–30 % кремнистые породы, андезиты, и алевролиты. В составе галек встречаются габброиды, граниты и метаморфические породы. В гравии резко преобладают кремнистые породы. Наполнители конгломератов и гравелитов — песчаник и алевролит. Песчаники (от мелко- до крупнозернистых, часто разнозернистые с плохосортированной кластикой, рассеянными гальками и гравием), граувакки или граувакковые аркозы. Выше базальных слоев подсвита сложена алевроитовыми песчаниками, немного меньше алевро-аргиллитами и еще меньше песчаниками от мелко- до среднезернистых. Эти породы переслаиваются — то ритмично и часто, то алевроаргиллиты или алевроитовые песчаники преобладают. В бассейне р. Рудная в основании подсвиты, а также и выше по разрезу отмечены горизонты известняковых или кремнистых брекчий и микститов с обломками и глыбами пермских и триасовых известняков и кремней.

Средняя подсвита (570–590 м) внизу представлена песчаниками с линзами гравелитов и очень напоминает базальные слои нижней подсвиты. Редко встречаются мелкогалечные конгломераты, гальки которых сложены кремнями, реже песчаниками, алевролитами и эффузивами. Наполнитель конгломератов песчаниковый или алевролитовый. Песчаники от мел-

ко- до крупнозернистых, аркозы или граувакковые аркозы. Выше преобладают алевроитовые песчаники и алевроаргиллиты с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, обычно граувакковых аркозов.

Верхняя подсвита (650 м) внизу сложена очень характерными светло-серыми песчаниками от мелко- до среднезернистых полевошпатово-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми. Песчаники содержат рассеянные гальки и гравий кремнистых пород и иногда линзы гравелитов. Выше наблюдается переслаивание песчаников и алевро-аргиллитов, отдельные горизонты массивных и слоистых алевролитов. Мощность свиты 1470–2040 м.

В западной части Прибрежной зоны разрезы таухинской свиты отличаются меньшим количеством грубообломочных пород и наличием в нижней части кремнистых пород. Последние чаще фиксируются в виде небольших линз или невыдержанных по простиранию прослоев и придают разрезу кремнисто-терригенный облик. В общих чертах таухинская свита западной части ближе к одновозрастной журавлевской. Берриас-ранневаланжинский возраст свиты определяют аммониты: *Thurmanniceras* sp., *Neocomites* aff. *retowskyi* S a r. et S c h o l., *Olcostephanus* sp. и двустворки *Buchia pacifica* J e l e t., *B. uncitoides* (P a v l.), *B. volgensis* (L a h.), *B. okensis* (P a v l.).

Ключевская свита (K_1kl) залегает согласно на журавлевской свите в Восточной зоне и на таухинской – в Прибрежной и Украинской зонах. Сложена серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и алевроаргиллитами, переслаивающимися в различных вариантах с преобладанием в отдельных горизонтах пород той или иной размерности кластического материала и мощности их слоев. Редко отмечаются линзовидные прослои кремнекластических гравелитов. Свита разделяется на две подсвиты. Каждая из подсвит во всех наиболее полных разрезах состоит из двух толщ: нижней песчанниковой и верхней алевролитовой. Песчанниковые толщи обеих подсвит наиболее изменчивы по простиранию. Эта изменчивость заключается в наличии (большем или меньшем) грубообломочных пород или их отсутствии, в строении разрезов (характере переслаивания) и изменчивости мощностей. Алевролитовые толщи более однообразны по составу и строению и отличаются только большим или меньшим количеством песчанниковых прослоев. В верховьях р. Уссури количество алевролитов в разрезах ключевской свиты резко преобладает, местами достигая 65–70 %, и общий облик становится алевролитовый, чем разрезы этих районов отличаются от тех, в которых ключевскую свиту принято считать типичной, т. е. где песчанниковые компоненты либо преобладают, либо находятся примерно в равных соотношениях с алевролитовыми. Мощность свиты достигает 2200 м. Фауна аммонитов *Tollia* cf. *mutabilis* (S t a n t.), *Thurmanniceras jenkinsi* (A n d e r s.) и двустворки *Buchia solida* (L a h.), *B. inflata* (T o u l a) определяют возраст свиты как конец раннего–поздний валанжин.

Устьколулбинская свита (K_1ukl) распространена в Лужкинской подзоне Восточной зоны, в бассейне р. Большая Уссурка на юге и далее, с перерывами, прослеживается на север, до границы листа. Залегает согласно на ключевской свите и также согласно перекрывается приманкинской. Повсеместно свита имеет однообразный состав – песчаники мелко- и среднезернистые с пачками переслаивания песчаников и алевролитов, аргиллиты, линзы конгломератов, брекчий. Мощность свиты 1380 м. В бассейне

р. Колумба в верхней части свиты обнаружен *Inoceramus* ex gr. *colonicus* Anders., который известен из верхнеготеривских—нижнебарремских отложений севера Тихоокеанской палеобиографической области. Поскольку устьколумбинская свита согласно перекрывается толщей с готерив-барремской фауной, ее возраст рассматривается в пределах готерива.

Приманкинская свита (*K₁pm*) распространена в Лужкинской подзоне Восточной зоны, в тех же районах, где и устьколумбинская, залегает на ней согласно и согласно перекрывается каталевской свитой. В составе свиты преобладают темно-серые алевролиты и алевроаргиллиты, чередующиеся с пачками переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников, в которых алевролиты преобладают. В некоторых разрезах присутствуют небольшие линзы гравелитов и кремнисто-глинистых пород. Мощность 1100 м. Фауна *Inoceramus colonicus* Anders., *In.* ex gr. *paraketzovi* Efim. и др. определяет возраст свиты в пределах готерива—баррема.

Никанская серия (*K₁nk*) распространена в Раздольненской впадине. В ее составе выделены три свиты: уссурийская, липовецкая и галенковская.

Уссурийская свита залегает несогласно на всех домеловых образованиях, самыми молодыми из которых являются юрские. Низы свиты представлены конгломератами мощностью от 20 до 50 м. Выше залегают песчаники от мелко- до крупнозернистых, алевролиты, конгломераты и пласты угля. Максимальная мощность на Липовецком месторождении — до 350 м. Липовецкая свита распространена несколько шире, что указывает на расширение области седиментации. В западной части Раздольнинской впадины она залегает на верхепермских отложениях, на юге — на верхнетриасовых. Соотношение ее с уссурийской свитой согласное, но в низах почти всюду отмечаются конгломераты и гравелиты. Выше залегают песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и аргиллиты. В верхней части содержатся пласты угля. В районе Липовецкого месторождения в ней три пласта угля, из которых «Рабочий» имеет мощность до 3,25 м. На Уссурийском месторождении содержится до 12 пластов угля. Мощность свиты колеблется от 150 до 470 м.

Галенковская свита на липовецкой залегает согласно, граница проводится по подошве пачки зеленовато-серых туфопесчаников. Сложена главным образом разнозернистыми зеленовато-серыми песчаниками с примесью вулканогенного материала. Встречаются гравелиты и конгломераты. В нижней и средней части прослой алевролитов, углистых аргиллитов и углей небольшой мощности. Песчаники часто имеют пятнистую («узорчатую») окраску. Мощность свиты 250—350 м, а мощность серии 750—1170 м. Возраст уссурийской свиты по флоре *Gleichenites zippei* (Corda) Sew., *Elatocladus tenuifolius* Krassil., спорам и пыльце *Cicatricosisporites multicostratus* (Bolch.) Ros., *Baculatisporites comaumensis* (Cook.) Pot. и др. датируется баррем-аптом.

Липовецкая свита имеет апт-альбский возраст на основании флоры *Nathorstia pectinata* (Goerpp.) Krassil., *Torreya nicanica* Krassil. и др. и спор и пыльцы *Gleichenidites laetus* (Bolch.) Bolch., *Rouseisporites laevigatus* Courp. и др. В галенковской свите обнаружены отпечатки растений *Pelletieria ussuriensis* (Pryn.) Krassil., *Neozamites denticulatus* (Krysht. et Pryn.) Vachr.

и др., а также споры и пыльца *Laevigatosporites* spp., *Klukisporites vasibilis* P o c. и др. среднеальбского возраста. Таким образом, возраст никанской серии — баррем—средний альб.

Каталевская свита (K_1kt) распространена очень широко — от крайнего юга Восточной зоны до северной границы листа. Согласно перекрывается дивнинской свитой. В стратотипическом разрезе в бассейне р. Дорожная разрез свиты состоит из трех толщ. Нижняя толща (150 м) сложена песчаниками от мелко- до среднезернистых, с мелкими включениями алевролитов и с единичными маломощными прослоями аргиллитов. Средняя толща (400 м) — грубое переслаивание песчаников от мелко- до среднезернистых с включениями обломков алевролитов и алевролитов темно-серых. Песчаники мощностью от нескольких метров до пачек в несколько десятков метров, алевролиты — от нескольких метров до 80 м. Верхняя толща (750 м) сложена песчаниками, такими же, как и две предыдущие с маломощными прослоями алевролитов, с тремя пачками алевролитов мощностью до 30 м и одной — до 120 м. Мощность свиты 1300 м. Во всех районах Лужкинской зоны каталевская свита имеет существенно песчаниковый состав. В некоторых разрезах в нижней и верхней подсвитах появляются грубообломочные породы, иногда тафрогенные песчаники или песчаники с примесью вулканогенного материала.

Из нижней части каталевской свиты известны *Aucellina caucasica* (B u c h) и *A. aptiensis* (O r b.), в средней и верхней частях *Acanthohoplites* ex gr. *spathi* Anders., *A. aschiltaensis* (Antula), *Hulenites* sp. Аммониты позволяют определять возраст средней и верхней части каталевской свиты как поздний апт. Допускается, что нижняя часть свиты может соответствовать раннему апту, а в целом возраст свиты рассматривается как аптский.

Сучанская серия (K_1sc) в составе нижней старосучанской и верхней северосучанской свит распространена в Партизанской зоне и на юге Партизанско-Яковлевской впадины. Старосучанская свита залегает несогласно на образованиях более древнего возраста, из которых наиболее молодыми являются породы ключевской свиты (валанжин). Свита делится на три подсвиты. Нижняя (около 240 м) сложена в основном крупно- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами. Незначительная роль принадлежит мелкозернистым песчаникам, алевролитам, туффитам, углистым аргиллитам и пластам угля, которых насчитывается до пяти. В составе средней подсвиты (70—100 м) преобладают разномощные песчаники с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. Верхняя подсвита (190—260 м), сложенная средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже конгломератами. В ней содержится до 17 пластов каменного угля, из которых девять — рабочих. Общая мощность старосучанской свиты до 600 м.

Северосучанская свита залегает согласно на старосучанской и делится на три подсвиты. Нижняя подсвита (170—240 м) сложена ритмично переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством среднезернистых песчаников. Средняя подсвита (125—260 м) сложена такими же породами, но содержит до 15 пластов каменного угля, из которых семь — рабочие. Верхняя подсвита (250—400 м) имеет следующее строение: внизу горизонт с морской фауной, кото-

рый представлен мелкозернистыми песчаниками; выше залегает пачка песчаников и алевролитов, а заканчивается разрез горизонтом (пачкой) темно-серых алевролитов. Мощность свиты 800 м, а серии в целом — 1400 м. Возраст старосучанской свиты датируется готерив-аптом на основании фауны: *Unio ogamigoensis* (Kob. et Suz.), *U. avangardensis* Jakusch., флоры: *Polypodites verestchaginii* Krassil., *Nilssonia* ex gr. *brongniartii* (Mant.) Dunk. и многих других, спор и пыльцы *Rousesporites radiatus* Рос., *Trilobosporites mirabilis* Bolch. и др. Из северосучанской свиты определены: фауна *Pterotrignonia pocilliformis* (Yok.), *Callista pseudoplana* Yabe et Nagaо, флора *Cladophlebidium dahuricum* Прун., *Aralia lucifera* Krycht. и др., споры и пыльца *Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst., *Asteropollis asteroides* Hedl. и др., позволяющие определить ее возраст в пределах апта—среднего альба. Таким образом, возраст серии, готерив—средний альб.

Светловоднинская свита ($K_{1,sv}$) распространена там же, где и дивнинская, перекрывается согласно лужкинской свитой. Стратотипический разрез на левобережье р. Малая Светловодная представлен в основном ритмичным флишоидным переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов, чередующихся с горизонтами алевроаргиллитов. Мощность разреза 1300 м. По простирацию разрезы претерпевают небольшие изменения — то увеличиваются мощности алевро-аргиллитовых пачек, то количество песчаников, местами появляются линзы гравелитов или кремнистых пород, но в целом эта толща существенно ритмичного переслаивания песчаников и алевро-аргиллитов. Местами (бассейн р. Глухоманка) отмечаются горизонты взмученных алевролитов с неокатанными обломками песчаников, алевролитов, кремней, мергелей, битуминозных известняков. Фауна аммонитов *Grantziceras* cf. *affine* (Whit.), *Tetragonites timotheanus* (Pictet), *Cleonicerias* sp., *Puzosia* sp. и двустворок *Aucellina caucasica* (Buch.) позволяет датировать возраст свиты ранним—средним альбом.

Соколовская свита ($K_{1,sk}$) распространена в Окраинской зоне и в Самаркинской подзоне Центральной зоны, в бассейнах рек Архиповка, Извилинка, Соколовка, несогласно залегает на ключевской свите и так же несогласно перекрывается вулканитами позднего мела. Нижняя подсвита (550 м) имеет в основании горизонт базальных конгломератов (20—50 м), переходящих вверх в мелко- среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и прослоями алевролитов. Выше залегают алевроитовые песчаники с прослоями мелко- среднезернистых песчаников. Верхняя подсвита (1530 м) представлена переслаиванием алевропесчаников, алевролитов и среднезернистых песчаников. Мощность свиты 1880 м. Ранне-среднеальбский возраст свиты подтверждают аммониты: *Tetragonites duvalianus* (Orb.), *Puzosia alaskana* Imlay и двустворки: *Aucellina caucasica* (Buch.), *A. aptiensis* Romp.

НИЖНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Коркинская серия ($K_{1-2,kr}$) выделена в Партизанско-Яковлевской впадине, где она согласно, иногда с местным размывом, залегает на сучанской и разделяется на две свиты: кангаузскую и романовскую. Отложения этого возраста известны также в Раздольненской впадине, но там коркин-

ская серия не расчленяется. Отложения коркинской серии выделяются также на шельфе Уссурийского залива.

Кангаузская свита сложена граувакково-аркозовыми песчаниками, зеленоватыми алевролитами, а также гравелитами и конгломератами, приуроченными главным образом к нижней части свиты. Верхняя часть в основном сложена алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Породы разной зернистости обычно ритмично переслаиваются. Отмечаются отдельные слои туффитов и тефроидов с обломками вулканитов кислого состава. Для пород свиты характерна пестрая, пятнистая окраска. Мощность свиты в бассейне р. Партизанская — 270 м, западнее — увеличивается до 600 м.

Романовская свита представлена очень мощной толщей пород красноцветной вулканогенно-осадочной формации. Характерная особенность свиты — пестрая окраска пород (красно-коричневая, зеленоватая, голубая, серая). Нижняя подсвита (2270 м) романовской свиты сложена пачками переслаивания (часто ритмичного) граувакково-аркозовых песчаников разномзернистых, гравелистых (до мелкогалечных конгломератов), алевролитов и алевро-аргиллитов с горизонтами риолитов, риодацитов, дацитов, их туфов, туффитов, реже базальтов, андезитов, гиалокластитов. Верхняя подсвита (1900 м) имеет в основании горизонт валунно-галечных конгломератов с хорошоокатанной галькой кремней, андезитов, базальтов, пестрых песчаников и алевролитов. Выше залегают ритмично переслаивающиеся мелко-среднезернистые песчаники и алевролиты, отмечаются отдельные горизонты песчаников, содержащих местами кремнисто-сидеритовые конкреции. Мощность коркинской серии 4440—4770 м. В отложениях серии обнаружена фауна: *Pseudohyria turistschewi* Martins., *Limnocyrena* sp., флора: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Nilssonia yukonensis* Holl. и др., споры и пыльца: *Laevigatosporites ovatus* Wils. et Webst., *Tricolpites micromunus* (Groot. et Pennu), позволяющие определять возраст серии в пределах позднего альба—раннего сеномана. С вулканитами нижней подсвиты романовской свиты генетически связаны неки и лавовые купола риолитов ($\lambda K_{1-2}kr$) и дацитов ($\zeta K_{1-2}kr$). В центральной части купола обычно сложены хорошо раскристаллизованными породами типа гранофилов, гранодиорит-порфилов, а периферические — типично лавовыми образованиями. При этом краевые части массивов в вертикальном разрезе представляют серию грубomezластотых силлов, отходящих, вероятно, от главного подводящего канала.

Петрозуевская свита ($K_{1-2}pž$) залегает резко несогласно на всех более древних образованиях Щербаковской подзоны в основании разреза Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Образования свиты развиты сравнительно широко. Небольшие по площади выходы их известны в бассейнах рек Черная, Милоградовка, Аввакумовка, Зеркальная, Рудная, Серебрянка, Уссурка, Самарга. Большой частью они оказываются перекрытыми молодыми вулканитами. Особенностью свиты является сильная фациальная изменчивость ее составов по простиранию. В ее составе наблюдаются все различия осадочных пород от конгломератов до алевролитов (причем породы преимущественно вулканогенные), а также туффиты, туфы кислого и среднего составов, лавы андезитов. В южной части пояса свита отличается частой перемежаемостью осадочных и вулканических

пород. Среди осадочных пород преобладают грязно-зеленые туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. В грубообломочных разностях, в составе обломков преобладают андезиты, в несколько меньших количествах наблюдаются кремни, алевролиты, песчаники, линзы известняков. По всему разрезу встречаются маломощные прослои туфов андезитов.

К верхним частям разреза приурочены горизонты андезитов. В бассейне р. Маргаритовка свита сложена терригенными вулканогенно-молассовыми отложениями. В основании залегает пачка зеленоватых алевролитов и известковистых песчаников мощностью 150 м, а выше — пачка грубозернистых, вулканомиктовых песчаников и плохо отсортированных конгломератов и конгломерато-брекчий мощностью до 200 м. В бассейне р. Аввакумовка в составе свиты появляются псаммитовые и алевроитовые туфы кислого состава, причем в качестве постоянного члена разреза, тогда как вулканы среднего состава часто вообще отсутствуют. В прибрежных районах свита имеет сокращенную мощность и сложена исключительно терригенными породами: плохо сортированными конгломератами, разномышными песчаниками, алевролитами. Мощность свиты колеблется от 150 до 400 м. Возраст свиты считается позднеальбским—сеноманским по флоре: *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr. и филоподам: *Palaeolynceus novojilovii* Kapel., *Protopitirus* sp.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Синанчинский комплекс андезитовый объединяет одноименную свиту и субвулканические образования.

Синанчинская свита (K_2sn) распространена в тех же районах, что и петрозувевская, тесно связана с ней пространственно и стратиграфически. Граница между ними условная и проводится по массовому появлению в разрезе средних вулкаников. Строение свиты однотипное: в нижней части разреза существенно преобладают псаммитовые и гравийные туфы среднего состава, с прослоями и линзами вулканогенных и вулканомиктовых песчаников и алевролитов, верхняя часть разреза характеризуется частой перемежаемостью потоков роговообманковых и биотитовых андезитов с горизонтами агломератовых, лапиллиевых и гравийных туфов андезитов. Вверху, кроме того, встречаются кварцевые андезиты и дациты, т. е. наблюдается некоторое раскисление продуктов извержения от низов к верхам толщи. Местами наблюдаются пироксеновые андезиты. Мощность свиты колеблется от 200 до 1100 м в зависимости от расстояния до центров извержения. Ископаемая флора *Cephalotaxopsis heterophylla* Hol., *Cupressinocladus* sp. позволяет определить возраст свиты как сеноман—турон.

Субвулканические образования синанчинского комплекса (aK_2sn) наиболее хорошо изучены в бассейнах рек Маргаритовка, Милоградовка, Серебрянка, где описано более двух десятков разнообразных по форме и размерам экструзий и некков. Преобладают тела штокообразной и дайкообразной формы. Размеры изометричных тел колеблются в пределах от нескольких метров до первых километров в поперечнике, протяженность даек иногда достигает нескольких километров при мощности в

сотни метров. Состав экструзии довольно пестрый — пироксеновые, пироксен-роговообманковые, роговообманково-плагиоклазовые андезиты, а также кварцевые андезиты. В краевых частях экструзий наблюдались брекчиевые лавы и сильнопористые, шлаковидные миндалекаменные андезиты кирпично-бурого цвета, постепенно переходящие к центру в черные массивные породы с вкрапленниками авгита и роговой обманки размером 5–10 мм. Крупные тела, вероятно, имеют веерообразное строение, подчеркиваемое слабовыраженной флюидалностью андезитов — вертикальной или очень крутой в центре и пологой по периферии. Многие экструзии имеют зональное строение: породы эндоконтакта, имеющие редкие вкрапленники и стекловатую или слабо раскристаллизованную основную массу, к центру постепенно приобретают интрузивный вид, становятся полнокристаллическими породами типа диорит-порфириров или гранодиорит-порфириров, для которых характерны гломеропорфировые срастания плагиоклазов.

Приморский комплекс риолитовый в составе приморской серии и крупных экструзий слагает большую часть Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

Приморская серия (*K₂pr*) широко развита практически по всей территории Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, в Центральной зоне и продолжается на шельфе и материковом склоне Японского моря. Она выполняет крупные вулкано-тектонические депрессии, образованные в результате погружения отдельных блоков складчатого фундамента. В пределах этих впадин располагаются многочисленные и порой весьма крупные стратовулканы, сложенные вулканитами серии, а порой и более молодыми вулканогенными образованиями. Залегает резко несогласно на раннемеловых и более древних отложениях и с размывом на породах петрозуевской и синанчинской свит. Состав серии сравнительно однообразный. Преобладают риолитовые и риодацитовые пирокластические образования, вулканиды дацитового состава встречаются значительно реже, а среднего состава — в единичных случаях. Характерным признаком является широкое развитие игнимбриров и сваренных туфов. На юге Восточно-Сихотэалинского пояса разрез имеет в общих чертах двучленное строение с преобладанием более грубозернистых пирокластов в основании, а игнимбриров и сваренных туфов — в верхней части разреза. В бассейне р. Черная нижние горизонты серии сложены агломератовыми и лапиллиевыми туфами риолитов, которые вверх по разрезу сменяются псаммитовыми туфами. Верхние части серии сложены преимущественно игнимбритами и сваренными туфами.

В районе бух. Евстафия и в бассейне р. Васильковка для приморской серии характерно наличие в средней части разреза пачки вулканидов дацитового состава — агломератовых и лапиллиевых туфов, игнимбриров, а также линз вулканогенно-осадочных пород. Мощность дацитовых пород 350–500 м при общей мощности серии до 1000 м. В верховьях рек Маргаритовка, Минеральная существенную роль в составе серии играют грубые пирокласты — агломератовые и псефитовые туфы риолитов, часто переслаивающиеся с игнимбритами риодацитов. На большей части территории бассейнов рек Аввакумовка и Зеркальная грубообломочные пирокласты в

составе серии встречаются в незначительных количествах в основании, а в целом разрез сложен псаммитовыми и гравийными сваренными туфами и игнимбритами кислого состава с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород.

В бассейне р. Рудная в основании залегает пачка агломератовых и лапиллиевых туфов мощностью от 100 до 1000 м. Среди грубообломочных кислых туфов наблюдаются прослои псаммитовых туфов и игнимбритов риолитов и риодацитов, потоки лав андезитового состава, линзы вулканогенно-осадочных пород – разнородных туффитов, туфопесчаников. Верхняя пачка представлена почти исключительно игнимбритами и сваренными туфами риолитов с редкими линзами алевритовых туффитов. Мощность разреза в среднем около 1000 м, а вблизи центров извержения достигает 1600 м. В некоторых случаях серия имеет отчетливое ритмичное строение. Каждый ритм начинается агломератовыми туфами, вверх по разрезу постепенно сменяющимися лапиллиевыми, гравийными и псаммитовыми туфами. Венчается ритм алевритовыми и пелитовыми туффитами. В бассейне р. Джигитовка приморская серия сложена преимущественно псаммитовыми и гравийными сваренными туфами и игнимбритами риолитов, образующих несколько горизонтов общей мощностью до 1300 м. Грубообломочные разности пирокластов имеют ограниченное распространение и встречаются преимущественно в основании разрезов. Особенностью строения серии в этом районе является наличие пачки (100–150 м) песчано-алевритовых вулканогенно-осадочных пород и слоистых пелитовых туфов в средней части разреза. На побережье моря, между устьями рек Таежная и Максимовка, серия характеризуется частым переслаиванием горизонтов агломератовых, лапиллиевых, гравийных и псаммитовых туфов и игнимбритов кислого состава. Изредка наблюдаются прослои туфов игнимбритов дацитового состава. В бассейнах рек Соболевка и Кузнецова в нижней части разреза преобладают дацитовые туфолавы, а вверху – сваренные псаммитовые и гравийные туфы. Из отложений приморской серии собрана и определена флора: *Cladophlebis borealis* (Brongn.) Krysht., *Araucarites* cf. *kuijensis* Tanai, *Magnoliaephyllum magnificum* (Dawson) Krassil., *Sequoia minuta* Sveshn., *Corylus jeliseevi* Krysht., *Osmunda azuwensis* Tanai, *Viburnum tiuthichoense* Krysht.; споры и пыльца: *Kuprianipollis elegans* (Zakl.) Kom., *Ulmoideipites krempii* Anders, что позволяет считать ее возраст в пределах сантон-кампана.

На материковом склоне Восточного Приморья к приморской серии отнесены вулканы, поднятые на нескольких станциях драгирования в интервале глубин 2750–1500 м.

Основание серии сложено в основном лито-кристаллокластическими туфами дацитов с псефопсаммитовой структурой и псевдофлюидальной текстурой. Пирокласты (до 30 % объема породы) состоят из обломков андезитов, риолитов и микрогранитов размером от 0,1 до 2 мм. Кристаллокласты представлены оплавленными зернами кварца, кристаллами плагиоклаза (An_{32–35}), калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. В основной массе – реликты псевдофлюидальных пепловых туфов.

Выше по разрезу в средней части свиты мощностью 500–800 м развиты лито-кристаллокластические и витро-кристаллокластические туфы риолитов,

реже прослои и линзы липаритов и туфов дацитов. Лито-кристаллокластические псефопсаммитовые туфы риолитов с пепловой, фельзитовой и витрокластической структурой основной массы с массивной, иногда псевдофлюидальной и псевдобрекчиевой текстурой, состоят из литокласт туфов риолитов (10–25 %), стекла, фельзитов и андезитов. Кристаллокласты (25–45 %) в них представлены кварцем, плагиоклазом (An_{27-28}), биотитом и калишпатом, а основная масса состоит из раскристаллизованных частиц пепла и стекла и имеет кварц-полевошпат-серицитовый состав. Витрокристаллокластические туфы липаритов приурочены в основном к низам разреза средней части свиты, где они встречаются совместно с туфами дацитов. Кластический материал (30 %) в них представлен зернами кварца (0,2–1,0 мм), плагиоклаза (до 0,6 мм), биотита и обломков стекла (0,2–0,5 мм), а основная масса – вулканическим стеклом и пепловыми частицами.

Верхняя часть разреза мощностью 150–200 м сложена риолитовыми порфирами с порфировой, фельзитовой, криптокристаллической, иногда роговиковой структурой основной массы. Порфиновые выделения в породах (40–70 %) состоят на 40–50 % из плагиоклаза (An_{29-34}) и на 20–30 % из кварца и погружены в мелкокристаллическую кварц-полевошпатовую основную массу. Вулканиды на глубине 1500 м перекрываются миоценовыми отложениями валентиновской свиты.

Радиоизотопный анализ образцов этих пород свидетельствует об их позднемеловом возрасте (табл. 1). Эти вулканиды по составу и возрасту сходны с позднемеловыми вулканогенными породами приморской свиты, которая развита на побережье Приморья и прослеживается по данным гидромагнитной съемки под перекрывающими ее миоцен-плиоценовыми отложениями от шельфа до материкового подножия. Они представляют собой подводное продолжение Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

Таблица 1

**Результаты радиоизотопного определения возраста пород
(калий-аргоновый метод)**

№ п/п	Номер пробы	К, %	К, г/г × 10 ⁻⁷	Ar, г/г × 10 ⁻⁷	Ar, г/г	Возраст, млн лет
					Ar × К, г/г	
1	2112	0,83	10,126	0,20239	0,019987	319,2
2	2038	0,40	4,88	0,109767	0,022493	355,9
3	899-г	2,42	29,52	0,107	0,0036	64,0
4	899-а	2,49	30,38	0,170	0,0056	98,0
5	899-4	1,63	19,89	0,118	0,0059	103,0

Примечание. Проба 1 – метаэффузив, возвышенность Ямато; 2 – метабазалт, возвышенность Витязя; 3–5 – материковый склон Восточного Приморья, полигон 10: 3 – туф риолита, 4, 5 – туфы дацита. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Приморского геологического управления.

Субвулканические образования приморского комплекса (λK_{pr} , $\lambda \zeta K_{pr}$, ζK_{pr}) очень многочисленны. По форме можно различить штоковые, дайковые тела, силлоподобные пластовые залежи, лакколиты, а также сложные кольцевые интрузии. Весьма разнообразны их размеры. Мощность дайковых тел колеблется от нескольких метров до 1–1,5 км, а протяженность их нередко превышает 10 км. Среди тел изометричной формы встречаются как мелкие штоки диаметром в несколько десятков метров, так и крупные субвулканические массивы площадью в несколько км². Различны и геолого-структурные условия формирования субвулканических тел, характер соотношения с эффузивно-пирокластическими образованиями, условия остывания массива (закрытая или открытая система). Это нашло отражение в разнообразии их геологического строения. В общем виде можно выделить вулканические тела, сложенные: а) породами интрузивного облика, б) лавовыми породами однородного сложения, в) лавовыми породами, меняющими в зоне экзоконтакта свою структуру и текстуру, г) лавовыми потоками, сформировавшимися в результате последовательных фаз внедрения (полигенные экструзии), д) кластическими породами, е) лавовыми и кластическими породами.

Крупная полигенная экструзия обнажается в береговых обрывах Японского моря к югу от устья р. Рудная в районе мыса Бринера. Расположена среди крупноглыбовых агломератовых туфов, переходящих по мере удаления от нее в слоистые лапиллиевые и гравийные туфы. В формировании экструзии намечается, по меньшей мере, четыре этапа. Центральная часть ее шириной порядка 550 м сложена глыбовой лавой тонкофлюидалных риолитов (первый этап), местами переходящими в сферолитовые и пузыристые разновидности. В эндоконтакте они постепенно переходят в аглютинаты, состоящие из сваренных между собой обломков флюидалных и пузыристых риолитов. Приблизительно посередине тело глыбовых риолитов прорвано неким черных витродацитов с вертикальной грубой плосчатостью у эндоконтакта (второй этап). Контакты нека вертикальные, риолиты у контактов осветлены и обохрены. На высоте 20 м над уровнем моря нека дацитов переходит в небольшой лавовый поток мощностью около 15 м, прослеживающийся на юг на 400 м. С юга и с севера риолиты прорваны тонкофлюидалными дацитами (третий этап), образующими два крупных тела – северное и южное. Их контакты вертикальные, аглютинаты у экзоконтактов запечены и приобретают красный цвет. Северное тело шириной от 2 до 4 км сложено тонкофлюидалными дацитами, местами массивными с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Контакт их с вмещающими кислыми агломератовыми туфами наклонен в сторону туфов под углом 60°. В экзоконтакте маломощная (0,3–0,4 м) зона брекчиевых лав дацитов, состоящих из остроугольных обломков лавы, сцементированных той же лавой. Южное тело шириной более 1900 м сложено такими же флюидалными дацитами, местами имеющими вид глыбовой лавы. Флюидалность в породах беспорядочная, но преимущественно вертикальная. Иногда дациты приобретают сферолитовую структуру. Южное тело прорвано двумя небольшими неками светло-зеленых стекловатых риолитов (четвертый этап), содержащих глыбы дацитов. Тела эти в плане имеют форму круга диаметром 50 и 200 м. Очень крупная экструзия в междуречье Рудная–Лидовка

сложена однородными белыми флюидальными риолитами с фельзитовой основной массой и очень редкими вкрапленниками кислого плагиоклаза. По форме тело напоминает гигантскую подкову протяженностью более 25 км. Мощность экструзии порядка 1,5–2,5 км. Залегание ее вертикальное либо круто наклоненное внутрь дуги. Внешняя сторона экструзии часто оборвана разломами. В 5–6 км к северо-востоку от этой экструзии в верховьях р. Лидовка среди грубообломочных кислых туфов расположено воронкообразное тело агломератовых туфов и аглютинатов характерного бурого цвета, прорванных в восточной части экструзией риолитов с большим количеством вкрапленников кварца и полевых шпатов.

Сияновский комплекс риолит-дацитовый объединяет одноименную свиту и многочисленные субвулканические массивы.

Сияновская свита (K_2, III) распространена на всем протяжении Восточно-Сихотэалинского пояса, где слагает отдельные изолированные кальдеры проседания или участвует в строении сложных вулканотектонических структур совместно с вышележащей богопольской свитой. Залегает с размывом на образованиях приморской серии или несогласно на более древних толщах. Строение толщи в различных вулканоструктурах существенно меняется. В бассейне р. Базовая низы разреза (460 м) представлены псефитовыми туфами дацитов с прослоями псаммитовых кристаллотуфов, в восточной и северо-западной частях Базовской кальдеры развиты туффиты, около мелких жерловин — агломератовые туфы. Средняя часть разреза (300–430 м) сложена спекшимися туфами и игнимбритами дацитов (выделяются полевошпатовые, биотитовые и амфибол-биотитовые разности), в основании — горизонт (25–110 м) туфоалевролитов, туфопесчаников. Верхи разреза (340 м) сложены туфами риолитов, переслаивающихся с туфами дацитов, с горизонтами туфопесчаников, туфоалевролитов. Мощность свиты здесь 1100–1230 м. В верховьях р. Большая Уссурка нижняя часть свиты (850 м) сложена переслаивающимися псефитовыми и псаммитовыми, реже пепловыми и агломератовыми туфами дацитов с прослоями и горизонтами туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с единичными *Selaginella* sp. пов. и др. На них залегают спекшиеся туфы и игнимбриты дацитов (340 м). Общая мощность свиты здесь 1190 м. В верховьях р. Высокогорная, в основании свиты пачка (225 м) игнимбритов риолитов и спекшихся туфов риолитов с линзами псаммитовых и алевритовых туффитов. Вторая пачка (200 м) сложена чередующимися агломератовыми туфами и игнимбритами риодацитов с алевритовыми туффитами в основании. Вышезалегающая мощная (1135 м) пачка представлена чередованием кристалло-литокластических туфов и игнимбритов дацитов и риодацитов. Верхняя часть (330 м) образована туффитами, игнимбритами и туфами риодацитов, перекрытыми агломератовыми туфами дацитов с бомбами флюидальных риодацитов и массивных риолитов. Общая мощность свиты здесь 1890 м. В бассейнах рек Маргаритовка и Милоградовка свита (700 м) сложена преимущественно туфоловами дацитов и риодацитов с горизонтами крупноглыбовых агломератовых туфов. В бассейне р. Вербная в основании свиты наблюдаются агломератовые туфы, состоящие почти исключительно из округлых глыб (10–25 см в поперечнике) туфов риолитов. Выше залегают агломератовые и лапиллиевые туфы дацитов и риолитов, псаммитовые туфы андезитов,

слоистые туфы и туффиты, чередующиеся с небольшими потоками лав андезитового состава. В верховьях р. Аввакумовка, сияновская свита сложена пирокластическими породами риолитового, риодацитового состава (900–1000 м). Вулканиды характеризуются повышенным содержанием биотита (до 10 %), средним составом плагиоклаза и почти полным отсутствием калишпата. В общем свита имеет здесь груборитмичное строение. Каждый ритм внизу сложен агломератовыми и лапиллиевыми туфами, которые вверх по разрезу сменяются гравийными и псаммитовыми игнимбритами и сваренными туфами риолитов. Мощности отдельных ритмов, а также их частота колеблются в очень широких пределах. В нижних частях – линзы вулканогенных алевролитов и песчаников. В районе оз. Известняк в разрезе резко преобладают игнимбриты дацитов, чередующиеся с маломощными горизонтами агломератовых туфов кислого состава и песчано-алевритовыми вулканогенно-осадочными породами. Венчается разрез здесь покровом андезитовых лав мощностью до 100 м при общей мощности толщи до 900 м. Частая перемежаемость агломератовых, лапиллиевых и гравийных туфов и игнимбритов дацитового и андезитового составов, туфолав дацитов и риолитов характерна для верховий р. Вымойная. Мощность свиты колеблется от 700 до 1890 м. Отложения свиты содержат тот же комплекс растительных остатков, что и в самаргинской свите.

Субвулканические образования сияновского комплекса (λK_2snv) образуют крупные куполовидные, грибообразные или дайкоподобные тела, располагающиеся либо в центре изометричных вулкано-тектонических структур, либо по их периферии в зоне кальдерных разломов. В последнем случае они имеют кольцевую форму. Сложены риолитами, риодацитами, дацитами (ζK_2snv), причем породы разного состава слагают как отдельные тела, так и единые массивы. Часто в пределах одного тела наблюдается пестрая гамма связанных постепенными переходами пород разнообразной структуры – от обсидианов и флюидально-сферолитовых риолитов и дацитов на периферии до гранофиров в центре. Некоторые тела сложены грубообломочными брекчиевыми лавами и агломератовыми туфами.

Дорофеевский комплекс риолит-андезитовый объединяет одноименную свиту и тесно связанные субвулканические образования, локализованные в Чугуевской вулканно-тектонической структуре и гребне зоны Центрального разлома, вытянутого в северо-восточном направлении вдоль рек Антоновка, Шумная, Левая Поперечка.

Дорофеевская свита (K_2dr) представлена двумя пачками: вулканогенно-осадочной и существенно андезитовой. Она несогласно залегает на коре выветривания доверхнемеловых осадков. Без видимого углового несогласия ее верхняя пачка перекрывает туффиты приморской серии. Первая пачка (365–560 м) сложена туфоконгломератами и туфоконгломератобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и, в меньшей степени, туфами риолитов. Мощности слоев 0,1–20 м. Верхняя пачка (500–950 м) в своей нижней части сложена массивными, реже миндалекаменными андезитами с редкими линзовидными прослоями алевритовых и псаммитовых туффитов, а верхняя часть разреза сложена андезидацитами. В бассейне р. Шумная в составе пачки появляется линзовидный горизонт туфов, туфогенно-осадочных пород и лав кислого состава мощ-

ностью 100–300 м, который представлен многокварцевыми и сферолитовыми риолитами, их туфами с редкими прослоями серых слоистых псаммитовых туффитов с кампан-раннемаастрихтской флорой: *Equisetites arctica* Heer, *Metasequoia paradoxa* Svesh n., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer и др. Мощность свиты 865–1510 м.

Самаргинская свита (K_2sm) отличается от приморской серии более основным составом вулканитов, позволяющим различать эти породы по магнитным свойствам и выделять образования свиты среди вулканитов шельфа и материкового склона. На побережье свита разделяется на три толщи: нижняя — это агломератовые туфы риодацитов, риолитов и туффитов, средняя — игнимбриты и игниспумиты андезитов и дацитов и верхняя — андезиты, андезидациты. В свите установлена флора маастрихтского яруса. Общая мощность свиты до 500–1400 м.

МЕЛОВАЯ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Богопольский комплекс риодацит-риолитовый объединяет одноименную свиту, субвулканические, экструзивные и жерловые образования кислого и умереннокислого составов.

Богопольская свита (K_2-P_1bg) совместно с несогласно подстилающей ее сияновской или самаргинской свитами выполняет многие вулканотектонические депрессии и кальдеры проседания в пределах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, распространяется на шельф в северной части листов. В низовьях р. Маргаритовка нижняя часть свиты (600–700 м) сложена белыми или сероватыми туфолавами риолитов, которые переслаиваются с горизонтами агломератовых туфов дацитов фиолетового цвета. Разрез в целом имеет ритмичное строение. Каждый ритм состоит из горизонта агломератовых туфов мощностью 20–40 м, залегающего на выветрелой, неровной поверхности предыдущего ритма и горизонта туфолав мощностью 20–40 м. Верхняя толща (около 600 м) выполняет небольшую кальдеру в бассейне р. Петропавловка. Сложена она тонкофлюидальными лавами и туфолавами дацитов, агломератовыми и лапиллиевыми туфами дацитового и андезитового составов, среди которых встречаются отдельные потоки андезитовых лав. Мощность свиты здесь 1200–1300 м.

В Якутинской, Орогенской и Березовской депрессиях для нижней части разреза характерно переслаивание псефитовых и псаммитовых туфов и спекшихся туфов риодацитов и дацитов с пепловыми туфами, туффитами, а также агломератовыми туфами. Мощность этой пачки достигает 1000 м. Выше залегают пачка грубообломочных лапиллиевых туфов риолитового состава (200 м). Венчается разрез мощной толщей (800 м) игнимбритов и туфолав биотитовых риолитов и трахириолитов. Мощность свиты 2000 м.

Из отложений свиты собрана флора: *Glyptostrobus* cf. *groenlandica* Vachr., *Taxodium olrikii* (Heer) Brown., *Ariskumia zelkovifolia* Shilin., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Corylus* cf. *jeliseevii* Krysh и др., позволяющая определить ее возраст в пределах позднего маастрихта–раннего дания.

Субвулканические образования комплекса представлены многочисленными экструзивными телами риолитов ($\lambda K_2 - P_1bg$) и риодацитов ($\lambda \zeta K_2 - P_1bg$). Форма и размеры тел самые разнообразные: от небольших даек и дайкообразных массивов, приуроченных обычно к зонам кальдерных разломов, до крупных куполов площадью до 50 км², располагающихся в центральных частях вулканотектонических структур. В центре куполов породы хорошо раскристаллизованы, отчетливо порфиоровые, к краевым частям постепенно сменяются сферолитовыми и флюидальными разностями или перлитами. В телах небольшого размера нередки автомагматические брекчии риолитов. [122].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые образования привязаны к Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу и кайнозойским континентальным впадинам.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Кузнецовский комплекс базальтовый представлен субвулканическими массивами – экструзиями андезитов ($\alpha P_{1-2}kz$) и андезибазальтов. Преобладают экструзии роговообманковых андезитов, тела пироксеновых андезибазальтов встречаются реже. Форма тел разнообразна – от маломощных даек до крупных куполов.

Кузнецовская свита ($P_1^3 - P_2^1kz$). На материковом склоне в южной и восточной частях листа юго-восточнее мыса Поворотный (в интервале глубин 900–750 м), а также северо-восточнее бух. Ольга (с глубины 1750 м) подняты обломки вулканитов, отнесенные к кузнецовской свите. В первом случае они залегают на позднемеловых гранитах, во втором подстилающие породы неизвестны, а перекрывается эта толща на обоих участках среднемиоценовыми отложениями валентиновской свиты. Она сложена базальтами, андезибазальтами и их туфами. Базальты и андезибазальты плотные с единичными миндалинами пироксен-плагиоклазовых пород с редкими (2–5 %) вкрапленниками клинопироксена, реже ортопироксена, и плагиоклаза (An_{60-65} , реже андезина – An_{45-50}). Основная масса с пилотакситовой, участками микроделеритовой структурой сложена лейстами андезина (до 70 %), пироксена (10–15 %) и рудного минерала (до 7 %). Лито-кристаллокластические туфы андезидацитов сложены обломками андезибазальтов, цементированных хлоритизированным пепловым материалом [102].

По петрогеохимическим особенностям: высокому содержанию глинозема (Al_2O_3), уровню титана и никель-кобальтовому отношению (среднее 2,1), низким концентрациям сидерофильных элементов (менее 100 г/т) эти вулканиты относятся к высокоглиноземистым сериям окраинно-континентальных вулканических поясов [22]. По составу, петрогеохимическим особенностям вышеописанные вулканиты сходны с кузнецовской свитой. Мощность более 150 м.

Суворовская свита ($P_{1-2}sv$) является возрастным аналогом кузнецовской свиты в южной части Восточно-Сихотэалинского пояса. Сложена

преимущественно базальтами, андезибазальтами, их туфами. Ее наиболее полный разрез (220 м) в окрестностях с. Суворово представлен тремя потоками базальтов мощностью 99,9 и 44 м, разделенными маломощными пачками переслаивания пепловых туфов базальтов, туфопесчаников, туфобрекчий. Количество пирокластической и туфогенно-осадочной составляющей увеличивается в северном направлении, достигая 50 % объема стратона. Возраст свиты определяется как палеоцен-эоценовый на основании ее стратиграфического положения между позднедатской тадушинской и олигоцен-миоценовой возновской свитами. Этому не противоречит эоценовый возраст палинологического комплекса.

Назимовская свита ($P_{1-2}nz$) известна только в Нарвской и Краскинской впадинах, где она резко несогласно залегает на докайнозойских образованиях и согласно перекрывается андезитами зайсановской свиты. В основании разреза горизонт конгломератов (10 м), выше которого наблюдается частое переслаивание алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, туффитов, мелкозернистых песчаников, бурых углей. Угли образуют как отдельные слои мощностью 0,2–5,9 м, так и тонкие линзовидные прослойки среди терригенных пород. Алевролиты и аргиллиты содержат кремнистые и сидеритовые конкреции. Мощность свиты 60–100 м. Отложения свиты содержат отпечатки флоры *Equisetum parlatorii* (Heer) Schimper, *Osmunda sachalinensis* Kryshch., *Magnolia ingfieldii* Heer, *Taxodium tinajorum* Heer и др., а также споры и пыльцу *Picea incrassata* (Naum.) Bolch., *Triatriopollenites aroboratus* Pfl., *Anacolosidites* sp. и др., позволяющие определить возраст свиты в пределах палеоцена–раннего эоцена.

Клерковская толща ($P_{1-2}kl$), сложенная конгломератами, песчаниками, алевролитами, бурыми углями в переслаивании с базальтами, распространена на п-ове Клерка, в юго-восточном замыкании Славянской впадины и в верховьях р. Амба (Западно-Приморская зона). Толща образует незначительные выходы на дневной поверхности и прослежена буровыми скважинами на глубину до 300 м. С размывом и угловым несогласием залегает на терригенных породах решетниковской свиты и гранитоидах рязановского комплекса перми, перекрывается риолитами и риодацитами краскинской толщи эоцена. Мощности потоков базальтов 4–10 м, угольных слоев 0,5–2,1 м. Мощность толщи колеблется от 20 до 300 м. Литолого-фациальная изменчивость толщи в обеих впадинах выражается в увеличении роли осадочных образований с удалением от вулканических построек, в приуроченности грубозернистых осадков (конгломератов) к понижениям в рельефе фундамента впадин. Для осадочных отложений характерен преимущественно кварц-полевошпатовый, граувакковый состав, примесь вулканогенного материала. В тонкозернистых породах постоянно примесь углефицированной растительной органики и слюды. Отложения толщи содержат тот же комплекс растительных отпечатков, что и в назимовской свите, т. е. ее возраст палеоцен-эоценовый [214].

ЭОЦЕН

Краскинская толща (P_2kr) распространена локально в Краскинской впадине, где она согласно залегает на зайсановской свите и несоглас-

но, с размывом, перекрывается хасанской свитой, а также в Славянской впадине, где залегает на клерковской толще и согласно перекрывается надеждинской свитой. Максимальная мощность 160 м зафиксирована в бух. Экспедиции, где толща сложена брекчиевыми лавами риолитов, риодацитов и тонкофлюидальных риолитов. Севернее, в низовьях рек Пойма и Рязановка состав толщи резко меняется, здесь она сложена преимущественно туфобрекчиями риолитов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов; мощность уменьшается до 100 м. Эоценовый возраст толщи определяется ее стратиграфическим положением между эоценовой зайсановской и эоцен-олигоценовой хасанской свитами, возраст которых надежно обоснован флорой.

Зайсановская свита (P_2zs) распространена на суше в Краскинской впадине. Согласно залегает на назимовской свите и также перекрывается краскинской толщей или с размывом угловской свитой. Наиболее полный разрез свиты (1060 м) на п-ове Краббе выглядит следующим образом: 1) оливиновые базальты (80 м); 2) двупироксеновые андезиты с ксеногенным кварцем (530 м); 3) андезибазальты, андезиты, горизонты туфов андезитов, туфоконгломератов, редкие прослои туффитов (450 м). С удалением от п-ова Краббе (центр извержения), мощность свиты резко уменьшается до 100 м. Эоценовый возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением между назимовской (палеоцен-эоцен) и угловской (эоцен) свитами.

Вулканогенные породы зайсановской свиты в море установлены на материковом склоне Западного Приморья в пределах полигонов 1–2. Глыбы и обломки вулканитов были подняты драгированием в интервале глубин от 1750 до 900 м и прослежены вдоль материкового склона примерно на 16–18 км. Эта толща сложена пироксен-плагиоклазовыми базальтами, андезибазальтами, андезитами, пористыми, миндалекаменными, миндалинами в которых выполнены хлоритом, эпидотом, цоизитом. Реже встречаются туфы, туфобрекчии и агломератовые туфы базальтов и андезитов. Породы сильно изменены: карбонатизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, иногда пропилитизированы. На трех станциях наряду с базальтами подняты дацитовые порфириды с выделениями (2–3 мм) плагиоклаза, литокристаллокластические псефо-псаммитовые туфы дацитов.

Эти вулканиты приблизительно мощностью 150–250 м залегают на палеозойских гранитоидах и перекрыты валентиновской свитой. Вероятно, они являются подводным продолжением вулканитов зайсановской свиты, развитых на побережье и сложенных базальтами, андезитами и их туфами. Радиоизотопный возраст базальтов также аналогичен времени излияния покровов зайсановской свиты, что позволяет отнести к этой свите вулканиты материкового склона.

Угловская свита (P_2ug) распространена в большинстве кайнозойских континентальных впадин. Залегает несогласно, с размывом на разнородных породах, наиболее молодые из которых — вулканиты зайсановской свиты и краскинской толщи. Перекрывается согласно отложениями надеждинской свиты. Наиболее хорошо изучена в Артемо-Тавричанской и Нижнебикинской впадинах. В основании свиты в Артемо-Тавричанской впадине залегает пачка (до 300 м) плохо отсортированных конгломератов в пе-

реслаивании с гравелитами и крупно-среднезернистыми песчаниками. Выше с постепенным переходом залегает пачка (100–350 м) угленосных отложений, сложенная в основном мелко- и тонкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, содержащая от 5 до 11 групп пластов бурого угля. Мощности угольных пластов колеблются от 0,5 до 8 м. Для песчаников этой пачки характерны текстуры взмучивания, линзы и конкреции сидеритового и известково-сидеритового составов. Завершается разрез пачкой (150–250 м) алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями среднезернистых песчаников и двумя угольными пластами. Сводная мощность свиты до 900 м, обычно она не превышает 550 м из-за значительного колебания мощности отдельных пачек. Флора из стратотипического разреза впадины характеризуется многочисленными отпечатками растений с руководящими *Glyptostrobus ungeri* Heer, *Taxodium tinajorum* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Magnolia ochotica* Bud., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Nordenskioldia borealis* Heer, *Cercidiphyllum eojaponicum* Tanaï, *Hamamelites scleronervis* Bud. и др., свидетельствующими о среднеэоценовом возрасте угловской свиты.

В Нижнебикинской впадине угловская свита слагает нижнюю, наиболее продуктивную часть разреза угленосных отложений. Свита с размывом залегает на разновозрастных (докайнозойских) гетерогенных образованиях ложа впадины. Она согласно перекрывается неугленосной лучегорской свитой. Граница между свитами обычно проводится по кровле верхнего угольного пласта, а при его выклинивании устанавливается биостратиграфическими исследованиями. В основании свиты фрагментарно присутствует базальный горизонт грубообломочных пород. Во многих же случаях тонкообломочные породы свиты залегают непосредственно на фундаменте депрессий. Разрез свиты характеризуется цикличностью осадконакопления.

Циклы преимущественно неполные и состоят из 2–3 элементов, слагающих трансгрессивный ряд от конгломератов (или песчаников) до алевролитов и аргиллитов. Мощности циклов крайне неравномерные – от нескольких метров до первых десятков метров. При этом наблюдается увеличение мощности самих циклов и элементов циклов от бортов депрессий к их центру. Текстуры пород от грубо- до тонкослоистых, в тонкообломочных породах нередки текстуры взмучивания, оползания осадков. В разрезе свиты содержатся четыре группы угольных пластов сложного строения. Основное промышленное значение имеют две группы с угольными залежами от 20 до 36 м мощностью. Угольные пласты невыдержаны по простиранию, быстро замещаются углистыми аргиллитами и алевролитами. Угли и углистые аргиллиты содержат промышленные концентрации германия. В золе углей концентрируются благородные металлы, ее при разработке новых технологий можно считать полезным ископаемым будущего. В разрезе свиты присутствуют песчаниковые слои с глинисто-сидеритовым цементом и мелкими конкрециями сидерита. Мощность свиты варьирует от 100 до 850 м. Возраст свиты установлен в пределах эоцена на основании флоры: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Magnolia kryshstofovichii* Vors., *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry и др. Флористические датировки подтверждены определениями возраста палинокомплексов.

Надеждинская свита (P_{2nd}) распространена в некоторых впадинах на юго-западе листа (Артемо-Тавричанская, Славянская, Комаровская, Павловская и др.), где она согласно, с постепенным переходом залегает на угловской свите и также перекрывается павловской. Разрез сложен преимущественно аргиллитами и алевролитами с прослоями тонкозернистых песчаников. Для отложений свиты характерна значительная примесь вулканогенного (пеплового) материала вплоть до появления тонких прослоев пепловых туфов, наличие сидеритовых конкреций, стяжений марказита и интенсивно лимонитизированных пород. Максимальная мощность свиты на Артемовском месторождении 530 м, к бортам впадины она уменьшается до 250 м. Эоценовый возраст свиты подтвержден флорой *Ziziphus harutoriensis* Tanai, *Cordia japonica* Tanai, *Paliurus florissanti* (Lesq.) Mae Gin., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer и др., пыльцой *Fagus*, *Ulmus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Alnus*, *Betula*, *Myrtaceae*, *Quercus sparsus* (Mart.) Samoil., *Palmae*.

Устьдавыдовская свита (P_{2ud}) распространена в кайнозойских впадинах в бассейне р. Раздольная и на побережье Амурского залива. Свита несогласно (с местным размывом) залегает на надеждинской и угловской свитах и сложена слабосцементированными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На п-ове Речной разрез свиты начинается с пачки чередующихся аргиллитов, алевролитов и слабосцементированных песчаников. Выше по разрезу растет доля алевроитового и глинистого материала и появляются линзы лигнитов. В верхней части разреза свита сложена алевролитами, содержащими сидеритовые конкреции. В прибортовых частях депрессий в основании свиты появляются конгломераты. Мощность свиты до 400 м. Эоценовый возраст свиты обоснован флорой *Trochodendroides spitzbergiana* Bud., *Alnus ezoensis* Tanai, *Paliurus florissanti* (Lesq.) Mae Gin., *Ulmus ulmifolia* (Schl-Jag.) Bud., спорами и пыльцой *Fagus*, *Ulmus*, *Polipodiaceae*, *Picea*, *Quercus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Quercus graciliformis* Boitz., *Corylopsis*.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Хасанская свита (P_{2-3hs}) выделена в Краскинской впадине, где она с размывом залегает на краскинской толще. Нижняя часть ее сложена конгломератами, дресвяниками с линзами туфов риолитов и песков. В верхней части — алевролиты, часто углистые, песчаники с линзами гравелитов, туфопесчаники, туфы, туффиты, алевроиты, углистые аргиллиты, глины, пласты бурого угля, четыре из которых имеют промышленные параметры (3,5–6,1 м). Мощность свиты колеблется от 40 до 360 м. Наиболее полные разрезы свиты приурочены к понижениям фундамента впадины, на участках поднятий нижняя часть свиты либо отсутствует, либо мощность ее резко сокращается. Литолого-фациальная изменчивость отражается в увеличении доли пирокластичная в породах в восточной части впадины, в замещении угольных пластов глинистыми осадками, в наличии локально развитых грубозернистых осадков фаций пролювия (дресвяники), тяготеющих к понижениям рельефа фундамента. Для отложений характерны косая слоистость в породах, обилие мелких и крупных внутри-

формационных размывов. В конгломератах типичен обильный, хорошо-окатанный материал нижележащих стратонов. Эоцен-олигоценый возраст свиты обоснован флорой *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Aesculus* cf. *longipetiolatus* Schb.-Jag., *Viburnum antiquum* (Newb.) Holl., спорами и пылью *Podocarpus kazakstanica* Zakl., *Tsuga parva* Brum., *Quercus gracilis* Boitz., *Enogelhardtia quetus* (R. Pot.) Elsig., *Carya minuta* Bolot., *Myrica vera* Zaner.

ПАЛЕОГЕН–НЕОГЕН

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Андезитовая толща (P_3-N_1ad) в акватории установлена на возвышенности Ямато, где на станциях драгирования подняты вулканические породы (глубины 900–1000 м, 1500 м) непрерывного ряда от базальтов до липаритов, причем кислые разности (дациты и липариты) встречаются в ограниченных количествах. Основную роль в составе толщи играют базальты и андезиты. Базальты представлены плотными пироксен-плагиоклазовыми, реже оливин-пироксен-плагиоклазовыми разностями, вкрапленники (1–2 мм) в которых составляют 10–15 % и представлены оливином, клино- и ортопироксенами, плагиоклазом и рудным минералом. Андезиты также плотные породы порфировой структуры, вкрапленники (до 10 %) образованы пироксеном и плагиоклазом. По особенностям химического состава пород и минералов, по соотношению и поведению петрогенных и сидерофильных элементов, характеру тренда эволюции они представляют собой образования известково-щелочной серии островных дуг [110].

Время их излияния, согласно радиоизотопным данным (табл. 2) соответствует позднему олигоцену–раннему миоцену. Мощность 500–600 м.

Павловская свита (P_3-N_1pv) установлена в ряде впадин на юго-западе листа (Павловская, Глуховская, Меркушовская, Арсеньевская и др.). Залегает согласно на надеждинской свите и несогласно, с размывом перекрывается устьуйфунской свитой. Строение свиты и ее мощность различны не только в разных впадинах, но и существенно меняются в пределах одной структуры. В центральной, наиболее погруженной части Павловской впадины, свита имеет максимальную мощность 360 м. В ее основании горизонт (40 м) песчаников и конгломератов, выше которого залегают пачка (220 м) переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и многочисленными пластами и пропластками (0,4–1,4 м) бурых углей. Венчается разрез пачкой (100 м) переслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов с прослоями пепловых туфов. В западной части впадины мощность свиты сокращается до 83 м, а в ее составе преобладают туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы кислого состава, прослойки туфодиамитов. В Арсеньевской впадине, в нижней и верхней частях разреза свиты преобладают грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, а средняя часть разреза сложена угленосными алевро-аргиллитовыми отложениями с пластами угля (до 18 м). Мощность свиты здесь 210 м.

Из разных горизонтов свиты собран обильный комплекс растений *Tsuga oblonga* Miki, *Betula polymorpha* Cheleb., *Kalopanax acerifolium* Hu et Chaney, *Cocculus heteromorphus* (Knowlt.) Brown, *Fagus hankaica* Alex., *Castanea miomollissima* Hu et Chaney, *Pinus miocenica* Tanai, *Platanus aculeatus* Klim., *Quercus miocrispula* Huzioka, *Cocculus schischkinii* Hjin., *C. kinjakensis* Zhil., *Corylus* cf. *djakorii* Cheleb, *Betula palibinii* Akhmet., *Populus sumbongii* Huzioka et Suzuki, позволяющий определить возраст павловской свиты в пределах олигоцена—среднего миоцена [188].

Анучинская свита (P_3-N_{1an}) выделена только в Белопаднинской впадине в верховьях р. Партизанская. Залегаёт резко несогласно на всех более древних образованиях, самые молодые из которых базальты суворовской свиты, перекрывается также несогласно базальтами шуфанской свиты. Сложена свита песчаниками, галечниками, базальтами, глинами с прослоями опок, конгломератов и линзочками бурого угля. В нижней части разреза четыре слоя бурых железняков мощностью 0,2—2,5 м. Мощность свиты колеблется от 60 м у края впадины до 400 м в центре. Из отложений свиты собрана олигоцен-среднемиоценовая флора: *Fagus stuxbergii* (Nath.) Tanai, *Ulmus takayasui* Huzioka, *Trapa borealis* Heer, *Alnus* cf. *miojaponica* Tanai, *Quercus miocrispula* Huzioka и др.

Синеутесовская свита (P_3-N_{1su}) распространена в Нарвской впадине. Залегаёт на размытой поверхности верхнепермских плагиигранитов и несогласно перекрывается породами устьсуйфунской свиты. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туффитами, диатомитами, гравелитами и бурыми углями, имеющими промышленное значение (мощностью до 2,1 м). В основании местами залегаёт горизонт рыхлых конгломератов. Мощность свиты 300 м. Литолого-фациальная изменчивость пород свиты выражена в смене грубозернистых фаций у бортов впадины тонкими разностями пород в центре. Особенностью свиты является насыщенность обломочных пород туфовым материалом, внутрiformационные размывы и косая слоистость осадков, угленосность верхних горизонтов. В гравелитах обломки плохо окатаны и состоят из кварца, гранитов, роговиков и эффузивных пород. Олигоцен-среднемиоценовый возраст свиты установлен на основании флоры *Quercus miovariabilis* Hu et Chaney, *Ulmus takayasui* Huzioka, *U. minoensis* Huzioka, *Ailanthus yezoense* Oishi et Huzioka, *Cyclocarya minima* Hjin. et Klim., *C. sachalinensis* Baik. и диатомовых водорослей *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *Melosira undulata* var. *samoensis* Grun. Субдоминанты — *Aulacosira praegranulata* (Jouse) Simon. var. *praegranulata* et var. *praeislandica* (Jouse) Moiss., *A. praeislandica* (Jouse) Moiss., *Tabellaria tumidula* Moiss [16].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения широко распространены на площади листов, особенно в акватории Японского моря. На шельфе и материковом склоне Приморья они почти сплошным чехлом перекрывают породы фундамента, залегают в едином структурном плане, полого погружаясь в сторону глубоководной котловины. На основе геологических (литологических, био-

стратиграфических) и сейсмоакустических данных они подразделяются И. И. Берсеновым [12] на две свиты — валентиновскую (средний, верхний миоцен) и гамовскую — плиоцен. В ограниченных участках отмечаются отложения, отнесенные к нижнему миоцену.

В пределах подводных возвышенностей внутренних районов моря осадочные отложения неогенового возраста не образуют сплошного чехла, на склонах возвышенностей они либо отсутствуют, либо установлены не в полном стратиграфическом объеме. Схема стратиграфии неогена разработана на основе диатомового анализа, поскольку эти отложения содержат большое количество морских планктонных диатомей и радиолярии [12, 126]. Неогеновые отложения охарактеризованы по данным этих авторов.

Кроме того, к неогеновым образованиям на основании радиоизотопных определений возраста отнесены вулканогенные породы, слагающие подводные вулканические постройки и хребты в Центральной глубоководной котловине и покровы базальтов на шельфе и материковом склоне.

МИОЦЕН

Славянский комплекс риолит-базальтовый объединяет одноименную толщу и экструзии среднего состава.

Славянская толща (N_1sl) показана только в Славянской впадине, где несогласно залегает на надеждинской свите. Небольшие, не выражающиеся в масштабе карты, поля толщи известны также в Нарвской впадине и в верховьях р. Амба, где толща залегает несогласно на синеутесовской свите и несогласно перекрывается устьсуйфунской свитой. Нижняя часть толщи сложена лавами базальтов, переслаивающихся агломератовыми и лапиллиевыми туфами базальтов. Нарастивается разрез андезитами, андезидацитами, дацитами с горизонтами туфов и туфогравелитов. В верховьях р. Амба венчается разрез лавами и туфами дацитов и риолитов с горизонтами туфопесчаников и туфогравелитов и редкими потоками андезитов. Мощность толщи до 400 м.

Субвулканические образования комплекса ($\alpha\zeta N_1sl$) представлены экструзиями сложного строения. В их составе преобладают порфировые флюидальные андезидациты, местами постепенно переходящие либо в андезиты, либо в дациты. Во вкрапленниках преобладают плагиоклазы, гораздо реже встречаются пироксен, роговая обманка и биотит.

Возраст толщи принят как ранне-среднемиоценовый на основании ее стратиграфического положения между синеутесовской и устьсуйфунской свитами, что подтверждается и радиологической датировкой (Rb-Sr) — 22 млн лет.

Аргиллитовая толща (N_1a) установлена и изучена на небольшом участке материкового склона Приморья в заливе Петра Великого, залегает с угловым несогласием на мезозойских отложениях и позднемиоценовых гранитах и перекрывается среднемиоценовыми отложениями [104]. Базальные слои толщи вскрыты и прослежены на глубинах 1100—1580 м, имеют мощность несколько метров. Они сложены конгломератами, состоящими из гальки докайнозойских пород фундамента (песчаников, гранитов, эф-

фузивов), сцементированной разномерным полимиктовым песчаником. Вверх по разрезу конгломераты сменяются мелко- и тонкозернистыми осадками в основном алевритистыми аргиллитами (глубина 1100–1550 м). Глинистые минералы в них представлены монтмориллонитом с небольшой примесью гидрослюда. В составе алевритов и мелкопесчаной фракции (до 15 % объема породы) преобладают кварц, полевые шпаты, биотит. Примесь пирокластического материала незначительна. Отмечается более высокая степень литификации аргиллитов по сравнению с вышележащими породами. Эта толща слагает низы осадочного чехла материкового склона Приморья. Мощность ее оценивается в 150–200 м. Выше, по-видимому, с постепенным переходом, в разрезе появляются диатомово-глинистые породы и туфоалевролиты.

В аргиллитах обнаружены единичные органические остатки плохой сохранности (диатомеи, радиолярии, пыльца и споры). В 1978 г. С. В. Точилина обнаружила в образцах радиолярии, отнесенные к слоям *Spongodiscus craticulatus* раннего миоцена, на основании которых возраст толщи принят раннемиоценовым [10, 12].

Средний миоцен

Среднемиоценовые отложения представлены валентиновской свитой. Эта свита прослежена на всем протяжении материкового склона Южного Приморья от его западной границы до траверза п-ова Трудный. На склоне Восточного Приморья они прослежены от траверза бух. Валентин до северной границы площади. В глубоководной части моря валентиновская свита установлена на возвышенностях Первенца, Ямато и Богорова.

Валентиновская свита на основании биостратиграфических данных разделяется на две подсвиты: нижнюю – среднемиоценовую и верхнюю – верхнемиоценовую. На отдельных участках карты она показана нерасчлененной.

Нижневалентиновская подсвита (N_1vI_1). На шельфе и материковом склоне Приморья нижневалентиновская подсвита разделена на две толщи. Нижняя, установленная в районе залива Петра Великого, подстилается описанной выше аргиллитовой толщей ранне-миоценового возраста, с которой, вероятно, связана постепенным переходом. Предполагаемая мощность толщи – первые десятки метров. Она сложена аргиллитами, туфоалевролитами и диатомово-глинистыми породами. В последних обнаружен диатомовый комплекс с преобладанием *Actinocyclus ingens*, характерный для интервала времени 15,5–16,5 млн лет, т. е. для низов среднего миоцена [32].

Верхняя толща нижневалентиновской подсвиты хорошо прослежена в пределах шельфа и материкового склона на глубине 1000–2000 м. Обычно она залегает с размывом на докайнозойском фундаменте или базальтоидах. И только на полигонах 2 и 22 она согласно с постепенным переходом залегает на нижней толще. Максимальная мощность верхней толщи на склоне 200–300 м, на шельфе до 150 м, местами она выклинивается. Базальные слои мощностью в несколько метров обнажаются на крутых отрезках материко-

вого склона юго-западнее залива Владимира. Они сложены песчаниками с гравием и галькой, конгломератами и конгломерато-брекчиями. Обломочный материал представлен породами докайнозойского фундамента (эффузивами среднего и кислого состава, кремнями и др.). Заполнителем служит песчанистый разнотельный полимиктовый материал, пропитанный окислами железа. Выше залегают преимущественно диатомово-глинистые породы с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, реже туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогенных песчаных известняков.

Диатомово-глинистые породы наиболее характерны для неогена Японского моря. Это светло-серые, желтовато-белые, кремовато-серые, иногда пятнистые, обычно массивные, легкие, слаболитифицированные породы, часто пронизаны ходами илоедов диаметром 10–15 мм. Они состоят из панцирей диатомовых водорослей и пелитовой кремнисто-глинистой массы. Кроме диатомей постоянно присутствуют скелеты радиолярий, силикофлагеллят, спикулы губок. Породы имеют смешанный кремнисто-глинистый состав (оба компонента часто не превышают 50 %) с постоянной примесью песчано-алевритового материала. Кремнистая составляющая в них представлена преимущественно панцирями диатомовых водорослей, поэтому они относятся к группе диатомово-глинистых пород. По преобладанию той или иной составляющей выделяются глинистые диатомиты, диатомовые глины, туфодиатомиты. Все разновидности содержат примесь обломочных зерен. При малом содержании зерен их величина не превышает 0,1 мм, преобладает фракция 0,01–0,05 мм. С увеличением содержания зерен до 20 % возрастает количество крупноалевритовых и мелкопесчаных зерен. Представлены они кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, реже биотитом, роговой обманкой и эффузивами кислого и среднего состава.

Алевролиты серые, зеленовато-серые, характеризуются невысоким содержанием обломочных зерен (около 50 %). В их составе преобладают кварц (30–60 %), пелитизированный полевой шпат (5–30 %), реже встречается биотит или альбит, в незначительном количестве присутствуют амфиболы, пироксены и минералы эпидот-цоизитовой группы. Обломки пород обычно не превышают 10–30 % от общего количества обломочных зерен и представлены эффузивами кислого и среднего состава, гранитоидами, кремнистыми породами. Цемент базальный или порово-базальный, состоит из крошки панцирей диатомей и глинистого вещества. Характерна примесь пирокластического материала. Песчаники серые, зеленовато-серые, массивные, содержат до 60–70 % обломочной фракции, аналогичны по составу алевролитам, но количество обломков пород в них увеличивается. При содержании пирокластиков 15–20 % выделяются туфопесчаники и туфоалевролиты.

Песчаные туфогенные пелитоморфные известняки состоят из мельчайших зерен кальцита с включениями кварца, плагиоклаза, вулканического стекла, хлорита и биотита, а также остатков диатомей.

Диатомовые комплексы, выделенные из диатомово-глинистых пород и алевролитов, соответствуют зонам *Denticulopsis lauta* (14,0–15,5 млн лет) и *Denticulopsis lauta*–*Denticulopsis hustedtii* подзоны с возрастом 11,0–14,0 млн лет среднего миоцена.

Изученные радиолярии из этих отложений соответствуют слоям *Lithocarpium polyacantha* и *Canartus laticonus*, сопоставимым с зонами *Cyrtocapsella tetrapera* и *Lichnocanium nipponicum* соответственно. С. В. Точилина [10, 12] датирует эти отложения средним миоценом.

На Северном Ямато среднемиоценовые отложения нижневалентиновской подсвиты подняты с глубины 1900—2300 м. Они представлены слабоуплотненными глинистыми диатомитами, содержащими радиолярии среднемиоценовой зоны *Eucyrtidium inflatum* (15—13,8 млн лет), а также комплекс диатомей, сопоставимый со среднемиоценовым комплексом Приморья. Кроме того, на склоне вулканической постройки И. Б. Цой был обнаружен среднемиоценовый (13,1—12,1 млн лет) комплекс диатомей в цементе конгломерата и валунно-глыбовой конгломерато-брекчии с глинисто-фосфатным цементом [80].

В основании западного склона возвышенности Богорова с глубины 3200 м (станция) подняты туфодиатомиты, диатомовые глины, туфоаргиллиты, содержащие комплекс диатомей (*Denticulopsis lauta*), близкий к среднемиоценовому комплексу диатомей материкового склона Приморья.

На возвышенности Первенца широко развиты неогеновые отложения, которые подняты на всех станциях драгирования. В диатомитах И. Б. Цой установлен комплекс диатомей, соответствующий среднемиоценовой зоне *Denticulopsis hyalina* (14,9—13,1 млн лет), который широко распространен в отложениях нижневалентиновской подсвиты континентального склона Южного Приморья.

Верхний миоцен

Верхневалентиновская подсвита ($N_1v/2$). Отложения этого возраста на шельфе и материковом склоне Приморья объединены в верхневалентиновскую подсвиту. Они установлены путем драгирования на всех полигонах и залегают с постепенным переходом на нижневалентиновской подсвите или трансгрессивно на породах фундамента. Состав слагающих ее пород почти аналогичен вышеописанным отложениям нижневалентиновской подсвиты, но соотношение их меняется за счет увеличения роли диатомово-глинистых пород, некоторого увеличения количества песчаных известняков и появления линз известняков. В диатомитах уменьшается примесь терригенного песчано-алевритового материала (обычно составляет 3—5 %). Мощность подсвиты 100—250 м.

Диатомовые комплексы, характеризующие эти отложения, соответствуют комплексам зон *Denticulopsis lauta*—*Denticulopsis hustedtii* (возраст подзоны d 9,8—11,0 млн лет), *Denticulopsis hustedtii* (подзон а и b — 9,8—6,4 млн лет), *Denticulopsis kamtschatica* (возраст подзоны а — 6,4—5,0 млн лет).

Диатомовым комплексам, по данным И. Б. Цой [10, 12], присуще увеличение холодноводных неритических видов, что свидетельствует, вероятно, об относительно мелководных (неритовых) условиях осадконакопления на фоне постепенного похолодания.

Ассоциации радиолярий содержат верхнемиоценовые индекс-виды *Tychochorys delmontensis*, *Stychochorys peregrina* [114]. Палинокомплексы включают умеренно теплолюбивую флору, в составе которой доминируют хвойные [10].

На возвышенностях Ямато верхнемиоценовые отложения верхневалентиновской подсвиты установлены в пределах всех выходов осадочного чехла в интервале глубин от 2500 до 1000 м. Рассматриваемые отложения в верхней части склона (до глубины около 2000 м) залегают трансгрессивно на породах консолидированного фундамента и базальтоидах, а ниже перекрывают среднемиоценовую толщу. Разрез верхнего миоцена начинается, как правило, грубозернистым маломощным (первые метры) базальным горизонтом. Он сложен слаболитифицированными алевропесчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, слоистыми полимиктовыми песчаниками с глинистым цементом, также встречаются рыхлые и плотные гравелиты и конгломераты с фосфатным цементом. В единичных случаях отмечено переслаивание крупно-среднезернистых и мелкозернистых песчаников аркозового и полимиктового состава прибрежной фации. Грубозернистые отложения сменяются алевритовыми и диатомовыми глинами. В алевролитах установлены диатомеи зоны *Denticulopsis dimorpha* и *Rouxia californica* верхнего миоцена [126, 18].

На восточном склоне возвышенности Первенца (интервал драгирования 2460–2350 и 2700–2400 м) подняты туфодиатомиты, туфоалевролиты, алевролиты, туфы, аргиллиты, глинистые песчаники. В туфодиатомитах и глинистых песчаниках И. Б. Цой обнаружен комплекс диатомей зоны *Denticulopsis dimorpha* (10,0–9,2 млн лет) позднего миоцена. Подобный состав диатомовой флоры наблюдается в осадках материкового склона Приморья в пределах глубин 300–700 м и установлен также в отложениях хребтов Северное Ямато.

Валентиновская свита нерасчлененная (N_1v). На шельфе Восточного Приморья и на возвышенности Ямато развиты отложения, аналогичные валентиновской свите: туфодиатомиты, туфоалевролиты, алевролиты, известняки, песчаные известняки, туффиты, аргиллиты, глинистые песчаники, диатомово-глинистые породы. В этих не обнаружены микрофоссилии, что не позволяет подразделить их на подсвиты. На основании того, что они представляют собой продолжение горизонтов валентиновской свиты и сходны с ней по литологическому составу, эти отложения отнесены к нерасчлененной валентиновской свите. Мощность 250–450 м.

Устьсуйфунская свита (N_1us) плащеобразно перекрывает все кайнозойские впадины и прилегающие части их докайнозойского фундамента, залегают несогласно на всех более древних образованиях и согласно перекрывается базальтоидами шуфанской свиты. Состав слагающих свиту пород и строение разреза существенно меняется в различных впадинах. Во впадинах бассейна р. Усури (Маревская, Дальнереченская, Шмаковская и др.) свита сложена аллювиальными песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. Разрез свиты представляет собой серию седиментационных ритмов, каждый из которых начинается галечниками и заканчивается песками или песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами. При этом 90 % мощности ритмов составляют галечно-гравийные отложения. Максимальная мощность свиты в центре Шмаковской впадины 150 м, сокращаясь за пределами впадины до 20–30 м. Состав обломочной фракции свиты однотипный по всему разрезу: 40–60 % кремни, 20–30 % песчаники, остальное – кислые и средние вулканиты, алевролиты, кварц. Пески относятся к грау-

вакковым аркозам, состав глинистой фракции каолинит-монтмориллонитовый.

Во впадинах юго-западной части листа (Артемо-Тавричанская, Нарвская, Краскинская и др.) галечно-гравийные отложения свиты переслаиваются с туфопесчаниками, туффитами и туфами умеренно кислого состава, а цементирующая масса в галечниках и гравийниках чаще представлена пелитовым туфом. Мощность свиты колеблется в широких пределах от 50 до 300 м. Позднемиоценовый возраст свиты подтвержден флорой: *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe., *Populus suaveolenoides* Baik., *Salix parasachalinensis* Tanai et Suzuki, *Myrica* cf. *comarifolia* Cheleb., *Pterocarya* cf. *protostenoptera* Tanai, *Weigela kamtshatica* Cheleb.

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Базальтовая толща (N_{1-2b}). Породы этого возраста наиболее широко распространены среди кайнозойских вулканитов Японского моря. Они слагают вулканические горы и хребты в Центральной глубоководной котловине на возвышенностях Первенца, Тарасова, Богорова, Безымянной, Шевалдина.

Среди базальтов по составу минералов-вкрапленников выделяются плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые разности.

Базальты характеризуются повышенной щелочностью. Суммарное количество щелочей в базальтах варьирует от 3 до 5 %, при этом натрия преобладает (2,3–3,5 %) над калием (0,6–1,2 %). По мере роста кремнезема в породах сначала наблюдается значительное увеличение щелочей (до 10–11 % в трахитах), а затем – падение общей щелочности (до 8–9 %) в трахидацитах и трахириолитах. За исключением некоторых трахитов (хр. Богорова), трахидацитах и во всех трахилипаритах в остальных породах наблюдается преобладание натрия над калием. В целом это специфические породы, которые по геохимическим особенностям были выделены в самостоятельный тип – окраинно-морских толеитов [110]. Они обладают чертами сходства, как с основными вулканитами известково-щелочной серии островных дуг (по высокому содержанию Al_2O_3 – 17–20 %, $K_2O + Na_2O$ – 3,5–4,5 %, Rb, Sr, низкому содержанию CaO – 8,5–10 %), так и с океаническими толеитами (по высокому уровню Ni – 40–250, Cr – 150–500 г/т и особенностям состава минералов).

Наличие шаровых отдельностей и стекловатых корок закалывания в базальтах вулканических построек указывает на их излияние в подводных, вероятно, в близповерхностных условиях (высокая пористость до 40 %), а появление на вершинах ряда (Гэбасс, Тарасова) плиоценовых отложений может указывать на завершение этого процесса в плиоцене. Среднемиоцен-плиоценовый их возраст обосновывается радиоизотопными данными (табл. 2).

Шуфанский комплекс базальтовый объединяет одноименную свиту базальтов и ряд мелких экструзивных тел.

Шуфанская свита (N_{1-2sf}) распространена преимущественно в южной и северо-восточной частях листа, на акватории Японского моря –

Результаты радиоизотопного определения возраста кайнозойских вулканитов

№ п/п	Номер пробы	Широта	Долгота	Глубина, м	К, %	⁴⁰ Ar, (нг/г)	Возраст, млн лет
1	1999-3	3953,6	13319,3	1350–1200	1,61 ± 0,025	2,8 ± 0,08	24,7 ± 1,0
2	2005	3950,4	13317,4	1600–1500	2,38 ± 0,03	3,6 ± 0,1	21,5 ± 1,0
3	2086-5	4214,3	13104,9	1100–950	0,195 ± 0,005	0,27 ± 0,01	20,0 ± 1,5
4	1147-Г	4146,2	13222,4	1800–1580	1,01 ± 0,025	0,92 ± 0,03	13,1 ± 0,7
5	1567	4207,9	133 44,2	1800–1750	4,21 ± 0,04	3,30 ± 0,15	11,2 ± 0,5
6	791-Б	4230,4	13255,5	1100–1000	0,47 ± 0,02	0,36 ± 0,015	11,1 ± 0,8
7	7714-А	4236,1	13617,4	1600–1500	1,02 ± 0,025	0,76 ± 0,02	10,7 ± 0,5
8	2055-4	4239,5	13616,5	3150–2900	2,55 ± 0,03	1,82 ± 0,08	10,2 ± 0,5
9	2697-1-3	4032,5	13523,2	2100–1800	1,07 ± 0,025	0,61 ± 0,02	8,2 ± 0,5
10	2070-а	4126,1	13459,0	3400–3100	1,21 ± 0,02	0,38 ± 0,015	4,5 ± 0,3

Примечание. Образцы 1–2 – андезиты с возвышенности Ямато; 3 – базальт, западное Приморье; 4 – трахит, возвышенность Первенца; 5 – базальт, возвышенность Тарасова; 6 – базальт, материковый склон южного Приморья; 7–8 – возвышенность Богорова; 7 – базальт, 8 – трахит; 9 – базальт, вулкан Шевалдина; 10 – базальт, вулкан Беляевского. Возраст пород: 1–2 – олигоцен–ранний миоцен. Возраст пород: 3 – нижний–средний миоцен. Возраст пород: 6 – верхний миоцен–плиоцен. Возраст пород: 4–5, 7–10 – средний миоцен–плиоцен. Анализы выполнены в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

на материковом склоне Южного Приморья к югу от п-ова Трудный, залегает согласно на устьсуйфунской свите и резко несогласно на всех более древних образованиях, перекрывается согласно суйфунской свитой. Свита сложена чередующимися потоками оливиновых базальтов, часто разделенными слоями песков с глинами (1–5 м), которые крайне невыдержаны по мощности и простираю. В основании разреза обычно маломощный (до 7 м) горизонт галечников и гравийников. Вблизи центров извержения отмечаются редкие горизонты агломератовых туфов. Базальты свиты слагают обширные плато (Шуфанское, Шкотовское, Верхнебикинское) и множество более мелких плато и столовых гор. Базальты на 80 % состоят из лейст лабрадора и гломеропорфировых скоплений оливина и авгита. Породы содержат включения лерцолита размером до 5 см. На отдельных участках встречаются безоливиновые двупироксеновые андезибазальты, а также щелочные и субщелочные лейцитовые и нефелиновые базальты. Мощность свиты достигает 300 м. Миоцен-плиоценовый возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением между миоценовой устьсуйфунской и плиоценовой суйфунской свитами. Данные радиологического определения возраста (К-Аг метод) колеблются от 7 до 13 млн лет.

Шуфанские вулканиды установлены на материковом склоне Южного Приморья к югу от п-ова Трудный. Здесь совместно с пермскими отложениями и позднепалеогеновыми вулканидами подняты обломки плотных или малопористых оливин-плаггиоклазовых базальтов с шаровой отдельностью, периферическая часть которой образована смоляно-черным стеклом (до 2 см), а внутренняя — массивным базальтом. Структура пород порфировая, с интерсертальной, реже долеритовой основной массой. Вкрапленники (не более 10 % объема породы) сложены оливином и плаггиоклазом, редко клинопироксеном. Основная масса сложена стеклом, в которое погружены лейсты плаггиоклаза, зерна авгита и рудного минерала [102]. Они залегают в виде покрова мощностью порядка 300 м на докайнозойских порода фундамента [10]. По химическому составу среди базальтов выделяются низкощелочные (K_2O — 0,5–0,8 %) и низкотитанистые (TiO_2 — до 1,5 %) разновидности и породы с более высоким уровнем щелочности и титанистости (K_2O — до 1,5 %, и TiO_2 — до 2,2 %). Следует отметить, что в покровах базальтов Шуфанское плато наблюдается эволюция от толеитовых базальтов миоценового возраста к щелочным разновидностям плиоценового. По особенностям минерального и химического составов базальты материкового склона аналогичны неогеновым платобазальтам Южного Приморья (Шуфанское, Шкотовское плато), что подтверждается также радиоизотопными данными (табл. 2).

Субвулканические образования ($\beta N_{1-2}\delta f$) представлены небольшими некками оливиновых базальтов диаметром от десятков метров до 2–3 км. Контакты их вертикальные. В краевых частях тел часты брекчиевые лавы и агглютинаты.

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения развиты еще шире, чем миоценовые. На шельфе и материковом склоне они выделены в гамовскую свиту, а в Центральной глубоководной котловине отнесены к диатомовой толще.

Гамовская свита (N_2gm). В пределах шельфа и материкового склона Приморья плиоценовые отложения установлены на всех изученных полигонах. Наиболее полно разрез плиоцена изучен на полигоне 10, где они И. И. Берсеневым [10] выделены в гамовскую свиту, трансгрессивно залегающую на валентиновской. На внутреннем шельфе между плиоценом и миоценом установлено стратиграфическое несогласие, на внешнем шельфе угловое или азимутальное, а на материковом склоне отмечается их согласное залегание.

Граница распространения плиоценовых отложений на внутреннем шельфе уверенно определена по данным геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000. На остальной акватории она проведена условно по изобате 50–60 м по аналогии с ее положением на изученном отрезке дна.

Состав плиоценовых отложений заметно отличается от миоценовых. В них больше грубообломочных пород (песчаники, иногда с гравием и галькой), все породы имеют повышенное содержание пирокластического материала (вплоть до перехода в туффиты), возрастает количество прослоев и линз слаболитифицированных мергелей, известковистых стяжений. Породы светлые, желтоватые, но степени литификации соответствуют уплотненным алевритам, нередко слоистые, что подчеркивается скоплениями гравийных обломков (10–70 %). Часто встречаются туфодиазомиты с рассеянным гравием. Туфодиазомиты состоят из панцирей диатомей (15–30 %) и пелитоморфного глинисто-кремнистого вещества, содержащего небольшое количество алеврито-псаммитовой пирокластике, представленной стеклом, плагиоклазом, кварцем, эффузивами среднего состава. Диатомово-глинистые породы обычно содержат значительные (до 25 %) примеси терригенного и пирокластического материала. В нижней части свиты преобладают терригенные и туфогенно-терригенные породы, в верхней – различные типы диатомово-глинистых, возрастает роль карбонатных пород. В основании свиты залегает маломощный базальный горизонт, сложенный конгломератами, гравелитами и песчаниками с рассеянной галькой. Галька конгломератов представлена докайнозойскими породами, распространенными на побережье. Заполнителем служит песчаный материал со значительным содержанием пирокластике. Кроме того, обнаружены конгломераты с преобладанием гальки миоценовых пород и песчано-известковистым цементом. Мощность плиоценовых отложений на шельфе составляет 150–200 м, на бровке шельфа и склоне – до 300 м.

Диатомовые комплексы, выделенные из различных типов пород И. Б. Цой [10], соответствуют нижнеплиоценовой части зоны *Denticulopsis kamschatica* (подзоны b–c – 5,0–3,1 млн лет) и верхнеплиоценовым зонам *Denticulopsis kamschatica*, *D. seminae* v. *fossilis* (3,1–2,4 млн лет), *D. seminae* v. *fossilis* (2,4–1,7 млн лет).

Выделенные из диатомово-глинистых пород спорово-пыльцевые комплексы сходны с плиоценовыми комплексами суйфунской свиты Приморья.

Суйфунская свита (N_2sf). Развита на побережье Амурского залива и предположительно продолжается в акватории этого залива. Залегает согласно на базальтах шуфанской свиты или резко несогласно на более древних образованиях. В целом свита сложена уплотненными галечниками, гравийниками и песками. Галечники состоят из хорошоокатанных галек и ва-

лунов с примесью песчано-глинистого материала. Пески разномерные с большим количеством глинистого материала. В Приханкайской низменности состав свиты резко меняется, здесь она сложена слаболитифицированными алевролитами, глинами, реже песками, среди которых наблюдаются 1–2 потока пористых базальтов. Мощность свиты — до 45 м. В спорово-пыльцевых спектрах из глин свиты доминируют *Pinaceae*, *Ulmus*, *Carya*, *Juglans*, *Taxodiaceae*, *Pterocarya*, *Corylus*, которые позволяют считать возраст свиты плиоценовым. В Амурском заливе, по данным НСП, мощность рыхлых (стратифицируемых) отложений достигает 600 м. В их состав, вероятно, входят подстилающие суйфунскую свиту палеоцен-миоценовые отложения (угловской, надежденской, усть-суйфунской свит).

Диатомовая толща (N₂dt). К этой толще отнесены плиоценовые отложения возвышенности Первенца, Центральной глубоководной котловины и подножия материкового склона.

На возвышенности Первенца диатомовая толща установлена на многих станциях драгирования западного и южного склонов возвышенности. Она сложена туфодиатомитами, туфоалевролитами, диатомитами, алевролитами, диатомовыми илами. В них И. Б. Цой изучен комплекс диатомей, соответствующий раннеплиоценовой подзоне *Thalassiosira oestrupii* (5,5–3,9–3,5 млн лет) зоны *Neodenticula kamtschatica* и зоны *Neodenticula kamtschatica*–*Neodenticula koizumii*, датируемой поздним плиоценом (от 3,9–3,5 до 2,7–2,6 млн лет). Одновозрастные комплексы диатомей установлены в скважинах глубоководного бурения, пробуренных в котловине Японского моря (скважины 301, 795), и реже встречаются в отложениях континентального склона Приморья (только комплекс *Thalassiosira oestrupii*), поэтому мы отнесли эти отложения к диатомовой толще, а не к гамовской свите, развитой на шельфе. Формирование отложений этой толщи происходило на протяжении всего плиоценового времени (5,5–2,0 млн лет).

В восточной части Центральной глубоководной котловины мощность осадочного чехла составляет 1,75–2,5 км, иногда достигая 2,95 км, а в западной колеблется в пределах 1,75–2,0 км [42]. В центральной части котловины пробурена скв. 301, которой вскрыты четвертичные и плиоценовые отложения на глубине 497 м. Таким образом, этой скважиной пробурено лишь 1/5 осадочной толщи Центральной котловины. Состав нижних ее горизонтов не определен. На северном склоне котловины пройдена скв. 795, которой вскрыты нижнемиоценовые вулканиты (23,7–17,1 млн лет) фундамента, сложенные силлами базальтов и лавовыми покровами, перекрытые среднемиоценовыми отложениями. Осадконакопление на основной площади котловины предположительно начинается с низов среднего миоцена (15 млн лет [138]). Согласно результатам глубоководного бурения в скважинах 301 и 795, осадочный чехол Японской котловины сложен преимущественно терригенными и биогенными отложениями и представлен глинами, алевритами и диатомовыми илами с прослоями плохо отсортированных песков и вулканического пепла. Ниже диагенетической границы перехода опала А в опал СТ осадки представлены кремнистыми аргиллитами с добавками мела и порцелланита.

Нижний горизонт диатомовой толщи, вскрытый скв. 301 в интервале 421–497 м, сложенный преимущественно диатомовыми алевролитами и

глинистыми диатомитами, содержит диатомей зоны *Denticula kamtschatica*. Время формирования данного комплекса (5,5–3,9–3,5 млн лет) соответствует раннеплиоценовому времени. Выше (в интервале 354,5–402 м) залегает горизонт диатомовых алевролитов с комплексом диатомей зоны *Denticula seminae* v. *fossilis*–*Denticula kamtschatica*, датируемой поздним плиоценом (от 3,9–3,5 до 2,7–2,6 млн лет). В целом скважиной вскрыто 256 м плиоценовых глинистых диатомитов, выше которых залегает толща плейстоценовых турбидитов мощностью 240,5 м.

По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, на профиле, пересекающем местоположение скв. 301 были выделены три сейсмические границы, которые были идентифицированы по составу и возрасту отложениями, вскрытыми скважинами. Мощность осадков, накопившихся в исследованной части Японской котловины до раннего плиоцена (средне- и позднемиоценовых), незначительно увеличивается в юго-западном направлении от 1,0 до 1,25 км. Осадки плиоценового возраста распределены здесь по мощности неравномерно. Наибольшие значения их мощности (до 600 м) наблюдаются к востоку от возвышенности Первенца. К югу от нее их толщина не превышает 300 м [16, 21, 89, 91, 92].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На геологической карте дочетвертичных образований частично показаны аллювиальные четвертичные отложения суши, тогда как на акваторию составлена отдельная геологическая карта четвертичных отложений. Поэтому принято их раздельное описание.

Суша

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Аллювиальные отложения (aQ) слагают аккумулятивную часть высоких террас. Представлены разнозернистыми песками с редкой мелкой галькой и глинами с прослоями суглинков и супесей, а гравийники, галечники и алевролиты наблюдаются местами лишь в основании разреза. Мощность отложений достигает 50 м. По данным спорово-пыльцевого анализа, ведущее место в спектрах занимает группа широколиственных пород: *Quercus* (24,4–42 %), *Ulmus* (5,1–12 %), *Tilia* (2,6–5,8 %). Среди хвойных преобладает пыльца ели (15,2–20,8 %), сосны (9,1–15,5 %), заметна тсуга (до 11,5 %), отмечены экзотические для Приморья *Fagus*, *Zelkova*, *Carya*, *Pterocarya*, *Rhus* и пыльца купрессоидно-таксодиевого облика. Спектры подобного типа отражают климатические условия нижнего неоплейстоцена.

Верхнее звено

Аллювиальные отложения (aQ_{III}) в низовьях высокопорядковых рек формируют комплекс террас, находящихся частично в погребенном состоянии. В разрезах террас наблюдается отчетливая дифференциация на русловые и пойменные фации. Первые представлены разнозернистыми песками, часто переходящими в гравийники и дресвяники с прослоями и линзами суглинков и супесей. Пойменные отложения представлены суглинками с микроконкрециями вивианита, супесями, глиной, алевритами; в верхней части местами отмечаются маломощные прослои торфяников. Вверх по течению рек состав осадков становится более грубым, появляются прослои галечников и валунников. Мощность отложений — до 25 м. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца мелколиственных пород: березы, в т. ч. кустарниковой, ольхи, среди хвойных — пыльца ели. Результаты радиоуглеродных определений возраста древесины колеблются в пределах 14 000 лет [130].

ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения (aQ_H) слагают пойму и первую надпойменную террасу всех водотоков. Для них характерен пестрый набор литофаций. В верхних и средних звеньях рек преобладают гравийники, галечники, реже валунники (в русловых фациях) и суглинки и супеси с редкой галькой и гравием (в пойменных фациях). В приустьевых частях осадки становятся все более тонкообломочными: пески, супеси, глины, илы, прослой торфа; сглаживаются различия в гранулометрическом составе русловых и пойменных фаций. Мощность отложений — до 28 м. В спорово-пыльцевых комплексах доминируют умеренно теплолюбивые виды растений: *Quercus* (96–43 %), *Ulmus* (19–8 %), *Juglans* (6–15 %) и др. Радиоуглеродные датировки 6300–7200 лет [188].

Морские отложения (mQ_H) слагают низкую морскую террасу и участвуют в разрезе Притуманганской впадины. В составе отложений — хорошоокатанные галечники, пески, супеси, суглинки, глины, илы, ракушечники. Мощность осадков в разрезах террас — до 4 м, во впадине — до 27 м. По раковинам *Rapana thomasi* из разрезов морской террасы в обрамлении оз. Птичье получены C^{14} даты 5630 ± 110 , 6000 ± 130 и 5050 ± 70 лет. Спорово-пыльцевой комплекс из отложений умереннотермофильный, характеризуется значительной суммой пыльцы широколиственных древесных пород. Состав фораминифер исключительно солоноватоводный. Из разреза низкой морской террасы в нижнем течении р. Цукановка по остаткам древесины в алевритах получена C^{14} дата 5050 ± 70 лет. Структура спорово-пыльцевого комплекса отличается насыщенностью термофильными видами и свидетельствует о теплом и умеренно теплом климате. В составе диатомового комплекса смешанные по экологии виды. Формирование подобного комплекса могло происходить в вершине ингрессионного залива, в который впадала горная река. Морской генезис обоснован наличием мелководно-морских и лагунных раковин и преобладанием в структуре диатомового комплекса морских и солоноватоводно-морских форм.

Акватория

Четвертичный осадочный чехол в пределах акватории листа имеет широкое площадное распространение и значительную мощность как на шельфе, так и в глубоководной части моря (рис. 4). Чехол вмещает ряд известных россыпей и россыпных проявлений золота. В строении четвертичного осадочного чехла участвуют различные по фациально-литологическим особенностям отложения.

В разрезе осадочного чехла шельфа выделяется ряд сложенных морскими осадками толщ, которые в сумме охватывают все подразделения четвертичной системы. Региональный характер распространения этих толщ свидетельствует о главенствующем значении эвстатических колебаний уровня моря в их формировании. Гипсометрическое положение, колебание мощностей от минимальных (поднятие Ямато) до довольно значительных, наличие осложняющих элементов во внутреннем строении толщи четвертичных отложений обусловлены прежде всего характером локальных неотектонических движений.

Четвертичные отложения морские нерасчлененные (m)

Морские четвертичные отложения предположительно алевропелитового состава выделены на вершинной поверхности поднятия Ямато условно в связи с их слабой изученностью. В то же время вершинная поверхность плато Ямато представляет собой плоскую субгоризонтальную равнину, на которой в течение всего четвертичного времени происходило осадконакопление.

Эоплейстоцен нижний(?), морские отложения (mEI?) (только на схеме соотношений). Нижний эоплейстоцен предположительно выделен в нижней части разреза морской глубоководной котловины как нижнеэоплейстоценовая сейсмоакустическая толща (EI?) (рис. 4). Четвертичный чехол глубоководной котловины — предположительно морские отложения — сейсмоакустически делится на две части: нижнюю, акустически прозрачную и верхнюю, акустически слоистую. В интервале акустически прозрачной части сейсмоакустические границы на большом протяжении или совсем не выделяются, или выделяются очень слабо и лишь на отдельных участках протяженностью в несколько километров границы выделяются более уверенно. Акустически слоистая часть сейсмоакустического разреза расчленена набором плотно сосредоточенных границ различной интенсивности.

Нижнеэоплейстоценовая сейсмоакустическая толща расположена в акустически прозрачной части разреза. Верхняя граница толщи (кровля) простирается почти параллельно подошве, выделяется в разрезе в основном нечетко, лишь отдельные фрагменты трассируются более или менее уверенно.

На этих фрагментах выделяются некоторые элементы морфологии — слабая волнистость с относительными изменениями глубин 40–100 м. Глубина залегания кровли толщи изменяется от 120 до 280 м от дна. Мощность толщи уменьшается в направлении материкового склона от 250 до 100 м. Внутреннее строение толщи по сейсмоакустическим материалам не видно.

Эоплейстоцен верхний(?), морские отложения (mEI?) (только на схеме соотношений). Верхнеэоплейстоценовая толща предположительно морских отложений в сейсмоакустическом разрезе располагается в низах акустически слоистой части разреза и представляется расчлененной протяженными, почти параллельными границами, из которых наиболее сильная и четко проявленная делит толщу на две неравные части. Кровля толщи располагается на глубинах от 150 до 320 м от дна. Мощность изменяется от 100 до 250 м.

По данным глубоководного бурения, состав толщи довольно однородный, и литологических границ в ее разрезе не установлено. Толща сложена зеленовато-серыми и оливковыми диатомитами (иногда литифицированными до микрокварцитов) и турбидитовыми диатомовыми глинистыми и песчано-алевритовыми осадками, обычно содержащими вулканические пеплы и цеолиты.

Эоплейстоцен, нижнее–верхнее звенья нерасчлененные (mEI–II?) (только на схеме соотношений). Не расчлененные на звенья отложения эоплейстоцена выделены на шельфе на сейсмоакустических разрезах. Они представлены эоплейстоценовой сейсмоакустической толщей (EI–II?). Отложения заполняют развитые на шельфе тектонические впадины. Мощность заполняющих их отложений в зависимости от глубины впадин изменяется от 140 до 300 м.

Эоплейстоценовый возраст пород предполагается по условиям залегания. Перекрываются они, вероятнее всего, отложениями раннеплейстоценового возраста. Вещественный состав отложений сейсмотолщи не изучен.

Неоплейстоцен. Нижнее звено, нерасчлененные отложения (m, aI) (только на схеме соотношений). Отложения нижнего неоплейстоцена развиты на шельфе и в разрезе представлены нижнеэоплейстоценовой сейсмоакустической толщей (I). Она залегает в основании разреза четвертичных рыхлых отложений на сильно размытой поверхности дочетвертичного фундамента, выклиниваясь, по данным НСП, на границе внешней и средней зон шельфа в полосе изобат 100–110 м.

Данная толща представлена морскими, прибрежно-морскими песками, галечниками, алевритами, плитчатыми алевролитами. Встречаются также аллювиальные отложения затопленных морем речных палеодолин – ожелезненные галечники, пески, суглинки. Мощность комплекса – до 75 м.

Среднее звено (m, a, d, pII) (только на схеме соотношений). Среднеэоплейстоценовые отложения в разрезе представлены одноименной сейсмоакустической толщей (II), разделенной на две сейсмотолщи – нижнюю и верхнюю. Они представлены морскими, прибрежно-морскими песками, гравийниками, галечниками с крупными линзами лагунных алевритов и глин. Кроме того, встречаются аллювиальные отложения затопленных морем речных палеодолин – выветрелые ожелезненные пески и бурые суглинки. В основании разреза прибрежной зоны шельфа толща содержит также делювиально-пролювиальные отложения – выветрелые ожелезненные щебнистые галечники и бурые суглинки с дресвой и щебнем. По направлению к побережью толщи выклиниваются на глубине 45–55 м, в пределах поднятых блоков – 25–30 м. Суммарная мощность отложений этих толщ варьируется от первых метров до 35–40 м.

В разрезе внешней зоны шельфа, по данным НСП, присутствуют и более древние толщи морских отложений среднеплейстоценового возраста, а общая мощность их достигает здесь местами 150–170 м.

Неоплейстоцен-голоцен нерасчлененные (mnI–III–Н) (только на схеме соотношений). Нерасчлененные отложения неоплейстоцена–голоцена соответствуют неоплейстоцен-голоценовой толще (I–III–Н) на сейсмоакустических разрезах. Расположены в глубоководной котловине в самой верхней, придонной, части акустически слоистой толщи и расчленены четкими непрерывными почти прямолинейными границами на четыре слоя мощностью от 30 до 80 м.

По данным глубоководного бурения, толща сложена морскими осадками: зеленовато-серыми глинистыми алевритами турбидитового генезиса, илами с прослоями вулканических пеплов, в нижней части толщи преобладают глинистые алевриты. Толща по комплексу известковых нанофоссилий и сообществу субарктических фораминифер относится в основном к неоплейстоцену (верхние 3 м – предположительно к голоцену).

Верхний неоплейстоцен–голоцен нерасчлененные (III–Н). Аллювиально-морские отложения (amIII–Н). Развита в прибрежной зоне в заливах и бухтах как морское продолжение отложений рек в виде относительно небольших площадей, непосредственно примыкающих к устьям рек. В составе преобладают псаммитовые разности осадков – пески, алевриты с примесью алевропелитов. Выделены как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Мощность – до 30 м.

Морские перлювиальные отложения (mpIII–Н) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Развита в зонах интенсивных придонных течений на вершинных частях подводных поднятий в глубоководной части моря. Вещественный состав не изучен. Представлены предположительно глинистыми алевритами, алевропелитами. Мощность – до 20 м.

Морские декливиальные отложения (md_{1,2}III–Н). Толща выделена на сейсмоакустических разрезах материкового склона примерно с глубин 150–170 м. От нижележащих слоев она отличается тонкослоистой структурой, слабовыраженным плавным несогласием перекрытия подстилающей толщи. В работе П. А. Иваненко, В. П. Казаева [201] морская декливиальная толща имеет название «япономорской». Толща является аналогом шельфовой толщи на материковом склоне и сложена в основном темно-серыми мягкопластичными глинисто-алевроитовыми илами, среди которых выделяются прослои, содержащие примесь песчаного материала.

Толща распространена, очевидно, на всем протяжении склона от его основания, а также на склонах подводных поднятий; мощность ее составляет в основном около 30 м. Лишь в неглубоких впадинах кровли подстилающей толщи мощность увеличивается до 50 м, на участках наибольшей крутизны склонов толща на сейсмоакустических разрезах очевидно, выклинивается; мощность ее уменьшается до величины, меньше разрешающей способности НСП – меньше 30 м. В основании склона установлен фациальный переход от отложений япономорской толщи к верхней части разреза глубоководной котловины.

Ввиду очевидного различия в морфологической позиции и весьма вероятного различия в составе, было сочтено целесообразным разделить морскую декливиальную толщу (md_{III-N}) на две фациальные разновидности: морскую декливиальную толщу континентального склона (md_1_{III-N}) и морскую декливиальную толщу склонов подводных поднятий (md_2_{III-N}).

Морские нефеловидные пелагические отложения ($mpnl_{III-N}$). Осадки данной толщи покрывают собой подавляющую часть площади Центральной глубоководной котловины Японского моря. Они занимают самую верхнюю позицию в разрезе четвертичных отложений в глубоководной части моря. В составе толщи преобладают пелитовые, алевропелитовые, алевроитовые размерности осадков. Выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Мощность до 100 м.

Морские флювиально-ундалювиальные (потокково-волновые) отложения (mfu_{III-N}) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Являются смешанным типом отложений, сформировавшимся в обстановках воздействия флювиальных и ундалювиальных процессов. Зона протягивается сплошной полосой вдоль всего берега, в диапазоне глубин 0–50 м (в западной части листов) и 100–200 м (в восточной части листов). Вещественный состав не изучен, предположительно осадки песчаного и алевропесчаного состава. Мощность до 30 м.

Морские флювиальные (потокковые) отложения (mf_{III-N}) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Распространены в одной локальной области в зоне внешнего шельфа залива Петра Великого, в диапазоне глубин 50–200 м. Представлены осадками предположительно песчаного, алевропесчаного состава. Мощность до 30 м.

Морские ундалювиальные (волновые) отложения (mu_{III-N}) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Распространены в виде полосы в прибрежной зоне мелководья восточной части листа в диапазоне глубин от 0 до 100 м. Осадки песчаного и алевропесчаного состава. Мощность до 30 м.

Морские отложения (m_{III-N}) верхнего неоплейстоцена–голоцена развиты на шельфе Южного Приморья очень широко и изучены наиболее детально. Для них составлена детальная схема их стратиграфического расчленения [107, 130, 249, 248]. Стратиграфическое деление основывалось на выделении толщ, соответствующих определенным стадиям трансгрессивно-регрессивной деятельности моря. Нижеприведенные подразделения нанесены на схему корреляции четвертичных отложений, приводимую в тексте настоящей записки (рис. 4), а на схеме корреляции четвертичных отложений, данной в зарамочном оформлении карты четвертичных отложений, подразделения шельфовой толщи не показаны ввиду своей высокой дробности, несопоставимой с масштабом схемы.

История геологического развития шельфа Южного Приморья в позднем неоплейстоцене и голоцене насчитывает три трансгрессии (хасанскую, сопоставимую с казанцевской, приморскую, сопоставимую с каргинской, и тихоокеанскую) и две регрессии, развитие которых привело к образованию шельфовой толщи морских осадков (рис. 4, 5). Эта толща выделена в со-

ставе осадочного чехла шельфа, изучена с помощью бурения морских скважин и охарактеризована результатами литологических, минералогических, геохимических, спорово-пыльцевых, диатомовых, микрофаунистических исследований и радиоуглеродным датированием по C^{14} .

Хасанская толща была сформирована в результате развития первой позднеплейстоценовой (хасанской) трансгрессии Японского моря. Отнесение ее к началу верхнего неоплейстоцена и сопоставление времени формирования с казанцевским межледниковьем обуславливается составом спорово-пыльцевых спектров и подтверждается одной датировкой $>49\ 000$ лет [107, 130, 249, 248]; состав диатомовой флоры указывает на прибрежно-морской генезис толщи.

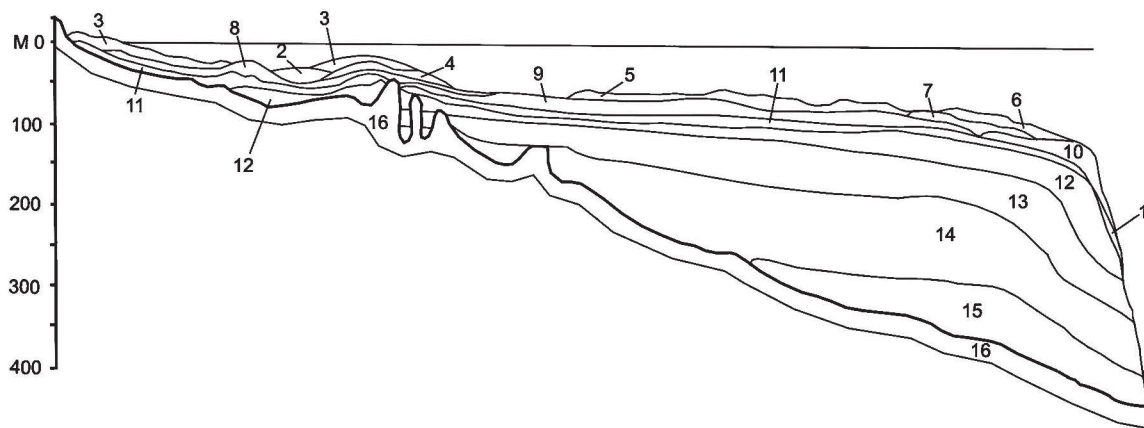
Работами, проведенными в заливе Восток, по данным НСП и бурения с ПБУ установлено, что в прибрежной зоне шельфа в составе хасанской толщи выделяются три подтолщи (нижняя, средняя и верхняя), которые разделены четкими поверхностями несогласия с хорошо выраженными эрозионными врезами. Это позволяет говорить о характере развития хасанской трансгрессии и выделять в ней, по крайней мере, три стадии, разделенные сравнительно кратковременными регрессиями, во время которых на осушенной части шельфа успевали выработываться поверхности несогласия с многочисленными эрозионными врезами.

Нижнехасанская подтолща представлена мелкозернистыми уплотненными песками с прослоями разнозернистых песков и маломощными линзами алевритов; мощность подтолщи достигает 10–12 м. Кровля ее прослеживается в сторону побережья до отметок минус 40–50 м, где происходит выклинивание.

Среднехасанская подтолща сложена различными песками с примесью гравия и гальки в нижней части разреза и маломощными редкими прослоями и линзами глин в верхней его части. Кровля подтолщи прослеживается со стороны моря до современной береговой линии, а в изголовьях бухт и заливов распространяется, вероятно, и в пределах прибрежной суши. Мощность песков достигает 10–15 м.

Верхнехасанская подтолща представлена серыми морскими песками с битой ракушей, содержащими прослойки песчанистых алевритов с растительными остатками и линзами торфа, а в прибрежной части — линзами плотных, сильно ожелезненных песчанистых алевритов, сформированных, вероятно, в субаэральных условиях; мощность подтолщи не превышает 10 м. Кровля ее со стороны моря прослеживается до гипсометрических отметок минус 20–25 м, где происходит выклинивание подтолщи.

Древнепетровская толща была сформирована во время первой поздне-неоплейстоценовой регрессии, когда уровень моря опустился до отметок минус 125–120 м. Поэтому основная часть осадков древнепетровской толщи накопилась во внешней зоне шельфа за 100-метровой изобатой, где она представлена волноприбойными песками с линзами лагунных алевритов и глин общей мощностью до 20–30 м. Время формирования древнепетровской толщи сопоставляется с ермаковской стадией зырянского ледниковья, что следует из очень бедного и крайне «холодного» состава спорово-пыльцевых спектров и подтверждается абсолютной датировкой $>53\ 000$ лет [107, 130, 249, 248].



1 Голоцен и поздний плейстоцен нерасчлененные – япономорская толща (NP_{III}-H_{яп})

Отложения последней трансгрессии Японского моря:

2 Илистая толща (NP_{III}-H)

3 Новотихоокеанская толща (H)

4 Среднетихоокеанская толща (NP_{III}-H)

5 Древнетихоокеанская толща (NP_{III})

Отложения второй позднеплейстоценовой регрессии, новопетровская толща:

6 Верхненовопетровская толща (NP_{III})

7 Нижненовопетровская толща (NP_{III})

Отложения приморской трансгрессии:

8 Новоприморская толща (NP_{III})

9 Древнеприморская толща (NP_{III})

10 Отложения первой позднеплейстоценовой регрессии, древнепетровская толща (NP_{III})

11 Отложения хасанской трансгрессии, хасанская толща (NP_{III})

Средний плейстоцен:

12 Верхняя среднеплейстоценовая толща (NP_{II}²)

13 Нижняя среднеплейстоценовая толща (NP_{II}¹)

14 Предположительно нижнеплейстоценовая толща (NP_I)

15 Предположительно эоплейстоценовая толща (EP)

16 Коренные породы

Рис. 5. Разрез четвертичных отложений шельфа Южного Приморья (западная часть) по данным НСП (Рязанцев, 1985, Шельфовая область..., 2006).

Древнеприморская толща была сформирована на первой стадии развития приморской трансгрессии при подъеме уровня моря от отметок минус 125–130 м до минус 30 м (в пределах этих отметок она развита на шельфе). Сложена морскими волноприбойными песками с линзами лагунных алевритов в верхней части разреза и лагунно-болотных торфяников в кровле. Время формирования древнеприморской толщи сопоставляется с начальным периодом каргинского интерстадиала, что подтверждается 16 датировками.

Новоприморская толща была сформирована в процессе развития 2-й стадии приморской трансгрессии при дальнейшем подъеме уровня моря до отметок минус 10–12 м (соответственно этому ее развитие ограничивается указанными отметками). Сложена она волноприбойными осадками с примесью гравия, гальки и ракушечного детрита, содержащими линзы лагунных алевритов и глин и лагунно-болотных торфяников в верхней части разреза. Время формирования новоприморской толщи сопоставляется со средним периодом каргинского интерстадиала, что подтверждается 12 датировками [107, 130, 249, 248].

Новопетровская толща была сформирована во время второй позднеплейстоценовой регрессии при падении уровня моря до отметок от минус 75–80 м до отметок минус 100–110 м; в строении этой толщи выделяются две подтолщи: нижняя и верхняя.

Нижненовопетровская подтолща была сформирована при падении уровня моря от отметки минус 75 м до отметки минус 100 м. Сложена она морскими волноприбойными песками с линзами лагунных и аллювиально-морских алевритов в средней части разреза и лагунно-болотными глинами и торфяниками в его кровле. Общая мощность подтолщи достигает 10–12 м. Время ее формирования сопоставляется с заключительным периодом каргинского интерстадиала, что подтверждается 5 датировками.

Верхняя подтолща, по данным спорово-пыльцевого анализа, сформировалась в суровых климатических условиях главной стадии сартанского похолодания. Возраст подтверждается 8 радиоуглеродными датировками с крайними значениями $17\,000 \pm 400$ лет и $21\,900 \pm 1500$ лет [107, 130, 249, 248]. Уровень моря на всем протяжении формирования этой подтолщи находится в пределах отметок минус 100–110 м. Поэтому осадки данной подтолщи протягиваются непрерывной полосой в пределах изобат 100–130 м вдоль внешней зоны шельфа. Представлены они грубозернистыми песками, гравийниками и галечниками мощностью от 5 до 10 м.

Последняя (тихоокеанская) трансгрессия развивалась скачкообразно, прерывисто, что явилось причиной последовательного формирования на открытых участках шельфа нескольких береговых линий с примыкающими к ним песчаными толщами прибрежно-морских осадков (древне-, средне- и новотихоокеанская толщи), а в заливах и бухтах на протяжении всего этого времени шло формирование глинисто-алевроитовых осадков.

Древнетихоокеанская толща широко развита в средней зоне шельфа и представлена волноприбойными песками с линзами лагунных алевритов, глин и торфяников общей мощностью до 10 м. Ее формирование происходило в процессе подъема уровня моря от минус 100–110 м до минус 60 м, где проходила береговая линия, к которой они причленяются. Начало трансгрессии и формирование рассматриваемой толщи, по данным спорово-

пыльцевого анализа, совпадает с сарганским интерстадиалом, а временная задержка в развитии трансгрессии и завершение формирования толщи — эпохами раннего и среднего дриаса. Это подтверждается и крайними значениями имеющихся датировок: $11\,400 \pm 70$ лет и $15\,500 \pm 100$ лет [107, 130, 249, 248].

Среднетихоокеанская толща была сформирована в ходе дальнейшего подъема уровня моря, прерванного временной его стабилизацией в пределах отметок минус 45–50 м. Вдоль этих отметок протягивается нижнеголоценовая береговая линия, к которой причленяются отложения среднетихоокеанской толщи, сложенные крупнозернистыми песками, гравийниками и галечниками общей мощностью до 10 м. Период формирования этой толщи, по данным спорово-пыльцевого анализа, охватывает аллеред, поздний дриас и пребореал.

Новотихоокеанская толща была сформирована на заключительном этапе развития последней (тихоокеанской) трансгрессии, при подъеме уровня Японского моря: от отметок минус 45–50 м до современного его положения. Эта толща представлена песками и, реже, гравийниками и галечниками, слагающими современный пляж, низкую морскую террасу и верхнюю часть разреза морских отложений современного подводного склона общей мощностью до 5–6 м. Время формирования новотихоокеанской толщи, по данным спорово-пыльцевого анализа, охватывает почти все периоды голоцена, от бореального до субатлантического включительно.

Илистая толща (морские и аллювиально-морские отложения) включает тонкие глинисто-алевритовые осадки с прослоями и линзами мелкозернистых илистых песков, которые накопились во время последней трансгрессии во впадинах заливов и бухт со спокойной гидродинамической обстановкой. Вблизи открытых морских берегов, на участках прибрежного мелководья с активной гидродинамической обстановкой такие осадки формироваться не могут, поэтому илистая толща представлена серией разобщенных осадочных тел, большей частью локализованных в пределах указанных впадин. Мощность отложений илистой толщи колеблется от 5–10 м в небольших бухтах, до 20 м и более в заливах Восток и Находка.

В работах специалистов ТОИ ДВО РАН и ОАО «Дальморгеология» [201] условно произведено более дробное расчленение верхнеплейстоценово-голоценовой толщи для Япономорской глубоководной котловины. Условно толща разделена на две пачки: верхняя — А и нижняя — В. Пачка В в свою очередь делится на две части — нижнюю V_1 и верхнюю — V_2 .

Общий состав пачек А и В глинистый. Остальные фракции присутствуют лишь в виде незначительной примеси (несколько процентов).

Пачка В в целом представлена алевропелитами, пелитами светло-серого, серо-голубого цвета. Они содержат карбонатные частицы, обогащены фораминиферами и обеднены кремнистыми скелетами.

Возраст пачки В — 25 тыс. лет [201]. Мощность более 5 м.

Нижняя часть пачки (V_1) — темная, тонкополосчатая, обогащенная фораминиферами. Мощность слоя V_1 более 3,1 м.

Верхняя часть пачки (V_2) имеет светло-серый цвет. Кровля пачки (V_2) выделяется по кровле первого (считая со дна) серо-голубого прослоя, обогащенного фораминиферами.

Пачка А резко отличается от нижележащих осадков. Она имеет очень темный зеленовато-серый и зеленовато-коричневый цвет. В ее составе почти нет карбонатных частиц, много диатомей и в меньшей мере радиолярий. В пачке А много прослоев гидротроилита. Верхняя часть пачки А — полужидкие темно-коричневые слои (окисленный слой). Мощность пачки А в среднем около 1100 см, лишь у подножия склона увеличивается до 250 см. Возраст около 800–1000 лет [201].

Общая мощность отложений до 40 м.

Голоцен. Морские турбидитовые дельтовые отложения (mtdН). Площади распространения данной толщи располагаются в нижней части материкового склона, в нижних частях каньонов, куда перемещаются более высоко по склону распространенные осадки турбидитовой русловой толщи. Состав — терригенные осадки различной размерности, по-видимому, более мелкой размерности, чем вышележащие осадки турбидитовой русловой толщи [88]. Мощность до 100 м.

Морские турбидитовые русловые отложения (mtrН). Осадки голоценовой морской турбидитовой русловой толщи развиты на материковом склоне в основном в районе залива Петра Великого, где расположено большое количество глубоких узких каньонов в обстановке активных выносных течений. Отлагалась толща в руслах этих каньонов. Состав — терригенные осадки различной размерности. Мощность до 50 м.

Морские нефелоидные отложения (mnН) выделены по условиям гидродинамической обстановки нефелоидной фациальной зоны в заливах и бухтах со слабой гидродинамической активностью. Распространены в удаленной от берега зоне шельфа, в основном — в районе залива Петра Великого. Состав, по-видимому, пелитовый и алевропелитовый. Мощность более 5 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные донные отложения акватории в пределах листов К-(52), К-53 изучены грунтовым опробованием в малой степени и крайне неравномерно. В наибольшей мере аналитическим материалом обеспечена территория шельфа и подводных возвышенностей. Объем как аналитических данных, так и описаний грунтов глубоководной части бассейна невелик. Поэтому о гранулометрическом составе осадков большей части котловины можно делать лишь предположительные выводы, основываясь на общих закономерностях седиментогенеза в условиях замкнутого бассейна при близости устойчиво существующих областей сноса.

В основу литологической карты положены материалы по 244 грунтовым станциям с количественными гранулометрическими анализами, при частичном использовании полевых литологических описаний [201]. Для выделения вещественно-генетических типов были использованы данные «Атласа донных осадков Берингова, Охотского и Японского морей» [3].

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Климатический и гидрологический режим

Основным фактором, определяющим общие характеристики ветрового режима над акваторией, является муссонная циркуляция атмосферы. В зимний период сильные (нередко штормовые) сезонные ветры приносят с материковой суши холодный сухой воздух. В заливе Петра Великого и некоторых закрытых бухтах северо-западной части побережья формируется ледяной покров. В открытой части моря в суровые зимы наблюдается дрейфующий лед [3]. В субприбрежных открытых областях моря за счет разницы температур развиваются активные процессы вертикального перемешивания, при которых в особо холодные годы конвекция достигает даже придонных слоев водной массы котловины [3].

Еще одна характерная черта региона – в конце лета на Японское море выходят тайфуны, зарождающиеся в тропических широтах. Ливни, являющиеся отголосками тайфунов, приводят к периодическому паводковому сбросу вод, что ведет к увеличению выноса реками взвешенного вещества и к усилению стоковых течений, усложняющих прибрежную гидродинамику.

Хотя в залив Петра Великого впадают относительно крупные реки (Туманная, Раздольная), большая часть прилегающей к акватории суши отно-

сится к бассейну р. Амур, несущей осадочный материал в Охотское море. Речная сеть на склонах прибрежных горных хребтов хорошо развита, но формирующие ее реки и ручьи — мелкие и короткие; к этому добавляется развитие устойчивых к выветриванию вулканогенных толщ и залесенность водосборов Восточного Сихотэ-Алиня. В результате материковый сток незначителен, и его влияние сказывается в основном на прибрежных районах моря. (Пресный сток для всего Японского моря составляет лишь 212 км³/год. Соответственно, невелик и вынос вещества материковыми водотоками слабой минерализации и малой мутности. Твердый и растворенный вынос вещества реками западной части япономорского бассейна оценивается в 4,3 млн т ежегодно, из них растворенных веществ — 2,7, твердых — 1,6 млн т/год. В целом для взвесей и влекомых наносов рек региона характерен достаточно грубый механический состав (выделяются крупнопелитовая и мелкоалевритовая фракции), при этом реки склонов Восточного Сихотэ-Алиня несут материал несколько более крупной размерности, чем реки водосбора Амурского и Уссурийского заливов.

Береговая линия

Береговая линия в основном слабо изрезана (за исключением залива Петра Великого), иногда почти прямолинейна. Берега скалистые, большей частью обрывистые и крутые. Непосредственно в прибрежной зоне встречаются подводные и надводные камни — кекуры, но глубже 20-метровой изобаты подводных препятствий почти нет. Отдельные, далеко выступающие в море мысы образуют берега, окаймленные камнями [3]. На акватории залива Петра Великого, самого обширного в Японском море, имеется ряд островных групп и отдельных островов.

Рельеф дна

В пределах рассматриваемого листа выделяются три крупные геоморфологические структуры центральной части Японского моря — материковая отмель, склон и котловина.

Слаборазвитый, преимущественно слабонаклонный шельф тянется вдоль берега полосой от 15 до 40 км на большей части акватории, полностью занимая крупные заливы. Наиболее узкий шельф шириной от 15 до 25 км отмечается вдоль открытых прямолинейных берегов. Максимального развития он достигает в заливе Петра Великого [3]. Приостровные отмели повсеместно узкие. Бровка шельфа расположена в среднем на глубине 135–150 м [201].

Рельеф дна залива Петра Великого характеризуется развитым мелководьем и крутым материковым склоном, изрезанным подводными каньонами. Дно в заливе довольно ровное и плавно повышается с юга на север. Вторичные заливы — Амурский, Уссурийский, Находка — мелководные [3].

На континентальном склоне в полосе шириной от 5 до 18 км глубины изменяются от 200 до 2000 м [3]. Склон, крутизна которого в среднем составляет 20° [201], пересекается множеством подводных каньонов, вытягивающихся со стороны материка до глубин более 2000 м.

Глубоководная котловина (Центральная или Японская) с максимальными для моря глубинами — до 3700 м [3] — имеет ровное дно и вытянута с запада на восток, северо-восток. С юга ее граница определена изолированной подводной возвышенностью Ямато, расположенной практически в центре моря. Основная часть этой акватории имеет глубины более 3000 м. На этой аккумулятивной равнине выделяются отдельные вулканические постройки с крутизной склонов до 45° [201] — возвышенности Первенца, Тарасова, Богорова, Витязя и северный хребет уже упомянутой возвышенности Ямато.

Гидродинамика бассейна

Генеральная циркуляция вод Японского моря имеет циклонический характер, и ее основные элементы, как правило, сохраняются в течение всего года. На рассматриваемой акватории к ним относятся теплое Восточно-Корейское течение и холодные Приморское, Южно-Приморское и Северо-Корейское.

Теплое течение инициируется притоком субтропических вод, поступающих через Корейский (Цусимский) пролив из Восточно-Китайского моря. На широте 38–39° с. ш. Восточно-Корейское течение разделяется на две ветви, одна из которых огибает с севера возвышенность Ямато и следует в направлении Сангарского (Цугару) пролива, через который происходит вынос основной части (70 %) субтропических вод. [3]. Таким образом, ветвь Восточно-Корейского течения в течение всего года отепляет южные районы акватории листа.

Холодное вдольбереговое Приморское течение от залива Петра Великого разделяется на две ветви: одна формирует направляющееся дальше на юг Северо-Корейское течение, а другая (Южно-Приморская) поворачивает и, почти соприкасаясь с северным потоком Восточно-Корейского течения, образует круговое движение вод, вероятно, с застойной зоной в центре.

Суммарное направление движения вод в заливе Петра Великого предопределяется взаимодействием постоянного Приморского течения (отчетливо прослеживаемого в открытой части залива), приливо-отливных, ветровых и стоковых течений, создающих достаточно сложную схему циркуляции. Изучение составляющих полей течений Амурского и Уссурийского заливов показало, что наибольший вклад вносят сезонозависимые ветровые течения.

Приливо-отливные течения в данном регионе заметно проявляются на западе и северо-западе. В заливе Петра Великого приливы неправильные полусуточные, их максимально возможная величина не превышает 50 см. Но в целом приливные явления в открытых районах моря незначительны и их скорость не превышает 10–25 см/с [3].

В силу того, что Японское море отгорожено от смежных бассейнов мелководными барьерами, оно фактически изолировано от глубинных вод Тихого океана и окружающих морей. Отсутствие водообмена с соседними бассейнами на глубинах более 200 м [3] формирует одну из основных отличительных черт гидрологии Японского моря — наличие глубинной водной

массы, характеризующейся отсутствием сезонной изменчивости. Эта нижняя, бездеятельная толща сохраняет неизменные физико-химические показатели на большей части Центральной котловины.

Несмотря на малую глубину и узость проливов, по сравнению с величиной водообмена через проливы, вклад в водный баланс осадков, испарения и материкового стока пренебрежимо мал. [3]

При составлении карты течений использовались картографические и литературные данные [3, 134].

ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Источниками получения терригенного материала для акватории листа должны быть названы в первую очередь речной сток и волновая абразия дна (в шельфовой зоне), плюс разнос взвешенного вещества с поверхностными и подповерхностными течениями и гидродинамический размыв донных отложений (в глубоководной котловине). Волновая абразия берегов и эоловый снос не могут играть важной роли в поставке материала ввиду свойств приморской суши и характера береговой линии. Ледовый разнос не может заметно влиять на ситуацию из-за особенностей распространения плавучего льда.

Узкий шельф не в состоянии выступать в качестве ресурсной области для огромного количества мелко-тонкозернистых осадков, поступающих в глубокую часть бассейна. Следовательно, распределение осадков по площади зависит главным образом от развития течений и физико-химических параметров размываемых толщ.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Основным компонентом современных донных осадков является терригенный материал, поступающий в бассейн с материка. Однако в Центральной котловине развито значительное по площади поле биогенных кремнистых осадков. Их появление должно быть связано с глубоким вертикальным перемешиванием (оно доказывается высоким содержанием растворенного кислорода в глубинной морской толще [3] и выносом питательных веществ в поверхностный, фотический слой. Этим определяется плодородие вод, вызывающее обильный рост фитопланктона, вследствие отмирания и погружения которого на дно и формируется данный тип осадка.

На возвышенности Ямато выделяется небольшой контур развития терригенных слабокарбонатных осадков, накопление которых зависит от наличия теплых придонных вод на этом участке.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В непосредственно прибрежной полосе динамика водной среды является колебательно-поступательной. Вдольбереговые отточные течения перемещают большие массы терригенного материала параллельно берегу,

поддерживаемые крупным Приморским течением, в то время как приливо-отливные явления и волновое воздействие осложняют картину.

Разнообразие грунтов в заливе Петра Великого и его вторичных бухтах не подлежит полной фиксации на карте при выбранном масштабе. У крутых берегов скалы и валуны простираются до глубины 10–14 м, сменяясь далее крупнообломочными и песчано-алевритовыми осадками. В вершинах бухт преобладают тонкие грунты, маркирующие ток речных вод с осадочным материалом преимущественно пелитовой размерности. Преимущественная часть твердого стока задерживается в дельтах и барах ввиду относительно крупных размеров взвешенных частиц.

Донный каменный материал, помимо разрозненных грубых обломков у самого берега, представлен значительным количеством гравия и гальки в прибрежной зоне, на северо-западе которой он даже формирует целые поля гравийно-галечных отложений. Можно предположить, что масса ДКМ поступает в рассматриваемый район с водами Приморского течения и, по крайней мере, частично является продуктом ледового разноса, однако отсутствие петрографических анализов не дает возможности ни подтвердить, ни опровергнуть эту догадку.

В целом на шельфе преобладают осадки крупно- и мелкообломочных фракций — гравийно-галечные отложения, пески, алевропески, алевриты и миктиты. Между берегом и изобатой 50 м обычно преобладают пески различной крупности, встречаются галечники с примесью ракушки, а местами имеются выходы коренных пород.

Осадки верхней части континентального склона фактически являются продолжением отложений внешнего шельфа. Лишь изредка осаждаются небольшой наилкок, перемешивающийся затем с более крупными частицами [201ф].

На глубинах более 500 м наблюдается превалирование главным образом пелитовой размерности, что не исключает присутствия участков с алевритовыми или миктитовыми осадками.

В противовес чрезвычайно пестрой картине распределения донных отложений в пределах шельфа, глубоководная часть акватории заполнена преимущественно алевропелитами, пелитами и пелитовыми алевритами, имеющими площадное распространение. Достаточно однородный механический состав отложений с преобладанием мелких частиц свидетельствует об однообразии условий седиментации по латерали (это области устойчивой аккумуляции и спокойно-застойной динамики водной среды) и предположительно невысоких скоростей осадконакопления.

Пелитовые алевриты, картируемые в южной и особенно юго-восточной части листа, могут представлять из себя области частичной разгрузки взвешенного материала, несомого Восточно-Корейским течением в периоды снижения скорости движения воды.

На некоторых участках наблюдается незначительное огрубление осадка (до преобладания алевритовой размерности) и развитие плохосортированных вариаций (миктитов как пелитовых, так и песчаных). Их появление связано с локальными особенностями рельефа и микрорельефа, гидродинамики и/или характера подстилающих и размываемых отложений. На возвышенности Ямато картируются отдельные контуры песков и алев-

ритовых песков, где они преимущественно маркируют зоны особой подвижности водных масс.

Допустимо предположить вероятность того, что в краевых областях глубоководной котловины присутствуют гравитационные осадки, возникающие при отложении вещества суспензионными потоками, так как на ее склонах (особенно на континентальном) среди литодинамических процессов могут иметь место и гравитационные — мутьевые потоки, оползневые подвижки, подводные лавины. На карте в данной зоне никаких специальных обозначений нет, в силу полного отсутствия фактического материала, подтверждающего эту гипотезу.

Шельф, склон и котловина представляют собой сложную систему, в которой идет не только транспортировка поступающего материала и распределение его по различным зонам, но происходит еще и перераспределение уже находящегося в бассейне материала за счет подводного размыва. Незначительное количество грунтовых станций не позволяет фиксировать все различия в литологическом составе отложений. Так что, разумеется, в реальности на площади листа существуют не большие поля осадков определенного гранулометрического состава, а сумма замкнутых контуров. На карте отражены основные тенденции распределения изменений зернистости осадка.

На большей части рассматриваемой акватории преобладает аккумулятивный режим седиментации с различным уровнем поступления материала.

МАГМАТИЗМ

На территории листа широко распространены интрузии всех петрографических групп — от ультраосновных до кислых в диапазоне возраста от протерозоя до палеогена.

Интрузивные породы играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа, материкового склона и подводных возвышенностей Японского моря, где они образуют крупные тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров, сложенные гранитоидами. Гранитоиды подняты на многочисленных станциях драгирования вдоль материкового склона Южного Приморья и на северном склоне возвышенности Ямато. Единичные обломки встречаются совместно с вулканитами на возвышенности Первенца. Среди гранитоидов по возрасту и геологическому положению выделяются два комплекса — позднепалеозойский и позднемеловой [75]. Кроме того, на внутреннем шельфе, на продолжении материковых структур развиты габброиды позднепротерозойского комплекса, раннепалеозойские, позднепермские, раннеюрские и ранне-позднемеловые граниты. Площадь их распространения на шельфе подтверждается особенностями магнитного поля.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Сергеевский комплекс гнейсогабброидный ($gvPRF_{1,s}$) представлен метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации тонкополосчатыми ортопородами от габбрового до диоритового составов. Комплекс изначально был образован крупными расслоенными интрузиями габброидов предположительно лакколитообразной формы. К настоящему времени породы комплекса вместе с другими древними метаморфическими образованиями формируют отдельные тектонические блоки. Наиболее крупным (около 1200 км²) является Сергеевский блок, расположенный в междуречье Партизанская—Киевка.

Габброиды мигматизированы более поздними гранитоидами. Изредка в габброидах отмечаются ксенолиты самой древней раннепротерозойской толщи — авдокимовской.

Габброиды сергеевского комплекса характеризуются четко выраженной тонкой полосчатостью, обусловленной наличием полос (от 1–3 до 10–50 см), обогащенных то амфиболовой, то плагиоклазовой составляющей. Кроме того, полосчатость подчеркивается линейным расположением иголь-

чатых кристаллов амфибола и лейстовидных плагиоклаза. Преимущественным распространением пользуются амфиболизированные гнейсогаббро, они фациально замещаются более кислыми разностями — гнейсогаббро-диоритами, гнейсо-диоритами; границы между ними нечеткие. Породы основной фации — гнейсо-габбро — по составу крайне невыдержанные. Габброидным породам они отвечают только в целом, по валу — варьируя по составу от амфиболитов до габбро-диоритов и диоритов в виде полос, обогащенных то амфиболовым, то плагиоклазовым компонентом мощностью от первых десятков сантиметров до метров. Все породы амфиболизированы и характеризуются четко выраженной гнейсовидностью.

Породы комплекса образуют непрерывную умереннощелочную серию от габбро до диоритов с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности, низкоглиноземистые. Комплекс слабо дифференцированный габброидный, известково-щелочной базальтоидной серии, наиболее соответствующей островодужной или геосинклинальной ассоциации ($Zr - 30-90$ г/т, $K/Rb - 200-400$, $Rb/Sr - 0,03-0,09$). Породы обогащены В, Се, Ва, Zr, Y, обеднены Ti, Mn, элементами группы железа и халькофильной группы, метаморфизованы в условиях температур $500-600$ °С и давлении 4–6 кбар (амфиболитовая фация).

Возраст комплекса с долей условности принят раннепротерозойским. Датировки абсолютного возраста неоднозначны: рубидий-стронциевым методом по изохроне из 10 основных разновидностей пород комплекса — 2106 млн лет, из шести проб мигматизированных разностей — 2097 млн лет; калий-аргоновые датировки по амфиболу — 1120, 1546 млн лет, по валу 1890 млн лет; в то же время уран-свинцовым методом по цирконам из габбро-амфиболитов получена датировка 409 млн лет, а из метагаббро п-ова Трудный — 504 млн лет; калий-аргоновые датировки по валу имеют разброс от 300 до 700 млн лет.

Партизанский комплекс представлен телами гнейсогранодиоритов ($g\delta PR_p$) и гнейсоплагиогранитов ($g\gamma PR_p$), распространенными среди метагабброидов сергеевского комплекса в полях интенсивной мигматизации, ширина ореолов которых достигает 3 км. Мигматизация выражена в развитии густой сети секущих птигматитовых жил. Мигматиты в местах сгущения образуют ядра гранитизации с характерной концентрической полосчатостью. Форма массивов овальная, куполообразная и сложная, разветвленная. Четких границ массивы обычно не имеют вследствие интенсивной мигматизации вмещающих пород. Преобладающий тип пород — гранодиориты с фациальными переходами к плагиогранитам: гнейсовидные, полосчатые с призматическизернистой, гипидиоморфнозернистой, апогаббровой структурой, состоят из кварца, плагиоклаза (альбит–андезин), калишпата, биотита и амфибола. Состав мигматитов диорит-лейкогранитовый с кварц-плагиоклазовым составом наиболее кислых разностей. Породы относятся к ряду диорит-гранодиорит-гранита нормальной, иногда пониженной щелочности калиево-натриевой серии. Граниты-плагиограниты соответствуют трондjemитам-адамеллитам, близки к типу континентальных трондjemитов, соответствуя составам толеитовых континентальных и островодужных серий гранит-мигматитовой формации. Они бедны микроэлементами, в основных разностях отмечены повышенные

концентрации Ni, Co, Cu, Mo, В, реже Ag, Ba, Sr, в мигматитах — Mo, Ba, Zn, В, элементов группы железа. Породы изменены в амфиболитовой фации совместно с анатексисом и мигматизацией, которые выражаются в превращении основного плагиоклаза—андезина в альбит, роговой обманки в зеленый и сине-зеленый амфибол и в кристаллизации кварц-полевошпатовых ассоциаций.

Возраст комплекса среднерифейский, по изохронным рубидий-стронциевым датировкам 1275 млн лет (серия из шести проб), но учитывая степень метаморфизма и тесную связь с сергеевскими габброидами, его возраст, скорее всего, раннепротерозойский.

РИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднерифейские интрузии

Аннинский комплекс пироксенит-габбро-диоритовый (vR_3a) представлен габбро-диоритами, габбро, пироксенитами, развит в Муравьевско-Дунайской зоне, в заливе Стрелок (бух. Руднева). Они образуют большой Анненский массив размером 12×4 км (а с учетом подводного продолжения — 27×4 км), который и является петротипом. Массив прорван гранитами таудеминского комплекса.

Массив сложен преимущественно слабо такситовыми однообразными амфибол-пироксеновыми габбро-диоритами и пироксен-роговообманковыми габбро. Редко отмечаются оливинное габбро, пироксениты. Характерна различная степень раскристаллизации, наличие шлиров черного и темно-серого габбро, первичная полосчатость, сильная измененность пород (скаполитизация, серицитизация, эпидотизация, микроклинизация). Наиболее распространены роговообманковые габбро-диориты, диориты среднезернистые, полосчатые темно-серые, зеленовато-серые, состоящие из андезина (30–60 %), роговой обманки (25–50 %), биотита (1–2 %).

Возраст габброидов, по геологическим данным, дораннепалеозойский, т. к. они прорываются гранитами таудеминского комплекса с явными следами контактовых изменений, но они явно моложе сергеевских. Абсолютные датировки следующие: габбро-амфиболовые (калий-аргоновый метод) — 615 млн лет, 533–537 млн лет, ряд датировок 400–450 и 200–250 млн лет. Массив перекрывается отложениями абрекской свиты ранне-позднепермского возраста. Условно возраст анненского комплекса принят позднерифейским, на основании сопоставления его с суловским комплексом Западно-Приморской зоны. Современная датировка метагаббро по цирконам (U-Pb метод) составила $517,3 \pm 3,5$ млн лет (определение ВСЕГЕИ, 2006 г.).

В магнитном поле интрузивы основного состава выделяются очень высокими величинами положительного магнитного поля до +500 нТл, сложно дифференцированного, с большими горизонтальными градиентами и магнитными ступенями, ограничивающими распространение интрузивов. По этим признакам четко прослеживается распространение габброидов на шельф с п-ова Дунай. Ранее [148] проведенными геологосъе-

мочными работами с более детальной гидромагнитной съемкой детально продолжен на шельф Аннинский массив с включением в него южной оконечности острова Путятин. Кроме того, на материковом склоне и его подножии выделен крупный интрузив предположительно габброидов нижнего протерозоя, простирающийся вдоль по склону.

Суловский комплекс перидотит-габбро-кортландитовый представлен остатками расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов, наблюдаемых в виде тектонических блоков и крупных ксенолитов в бассейнах рек Цукановка и Виноградная. Они сложены перидотитами, кортландитами ($v\sigma RF_3s$) и габбро (vRF_3s). Породы прорывают и преобразовывают более древние метаморфические сланцы кубанской толщи, а сами интрузируются интрузиями более поздних комплексов. Большинство тел комплекса имеют клиновидную в плане форму, размер их до 8 км², нижние кромки у большинства из них прослеживаются до незначительных (0,5–2 км) глубин.

Петротипический массив п-ова Сулова, с запада ограниченный меридиональным разрывом, а с юга прорван гранодиоритами рязановского комплекса, содержит ксеногенный блок кубанской толщи, в которой метаморфические породы преобразованы в высокотемпературные гиперстен-биотитовые сланцы. Массив более чем на 90 % сложен габбро с фациальным переходом в кортландит в южной части. Перидотиты – черно-зеленые массивные, сильно серпентинизированные и амфиболизированные породы, состоящие из реликтов зерен оливина, клино- и ортопироксена, лабрадора и титанистого паргасита в волокнисто-петельчатой серпентинитовой и более поздней антигоритовой с тальком и магнетитом, массе. Кортландиты отличаются порфирированностью, преобладанием во вкрапленниках коричневого титанистого паргасита над оливином, гиперстеном и авгитом и серпентинит-актинолит-хлоритовой ассоциацией вторичных замещений; наличием, наряду с магнетитом, аксессуарной хромшпинели. Габбро – массивные, реже полосчатые, слаботакситовые разнозернистые породы, состоящие на 50–70 % из сильно деанортизированного лабрадора. Цветные минералы – диопсид, реже гиперстен, замещенные роговой обманкой, и буро-желтый паргасит, замещенный актинолитом и хлоритом. В наиболее основных разностях наряду с магнетитом отмечается вкрапленность сульфидов. Широко проявленные вторичные преобразования пород подразделяются как минимум на две стадии: раннюю (автометасоматическая серпентинизация) и позднюю (актинолит-тремолитовые замещения амфибола). В зонах контактового воздействия гранитоидов рязановского комплекса на габброиды проявилась гранитизация с образованием гнейсовидных полосчатых гибридных пород с плагиоклаз(андезин)-роговообманково-биотит-кварцевыми парагенезисами и реликтовой апогаббровой структурой вплоть до образования мигматитов с преобладанием плагиоклаза и кварца в лейкоosome.

По химическому составу породы комплекса образуют непрерывный ряд от перидотитов до габбро, относятся к умеренно- и высокоглиноземистой, натриевой и калиево-натриевой сериям. По содержанию калия они сопоставимы с низко- умереннокалиевыми породами орогенных формаций и близки к низкокалиевой толеитовой серии. По соотношению основных окислов и микроэлементному составу они более всего соответствуют

образованиям известково-щелочной серии активных окраин. Петрохимические особенности пород, присутствие амфиболовых разностей позволяет сопоставить комплекс с образованиями дунит-клинопироксенит-габбровой формации складчатых поясов.

Возраст комплекса — позднерифейский на основании прорывания им позднерифейской кубанской толщи. Такому возрасту не противоречит Rb/Sr датировка габбро в 740 млн лет из массива на близлежащей территории — КНР (на траверзе верховьев р. Виноградная, в 10 км от Государственной границы).

КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Таудеминский комплекс гранит-плагиогранитовый (тафуинские граниты) представлен гранитами мусковит-микроклиновыми ($\gamma\epsilon t$), гранодиоритами ($\gamma\delta\epsilon t$), плагиогранитами ($p\gamma\epsilon t$). Наиболее крупный Тафуинский массив, являющийся петротипом, расположен в юго-восточной части Муравьевско-Дунайской зоны. Имеет изометричную форму (20×12 км), тектонические контакты. В северной, юго-восточной и центральной частях перекрыт пермскими и мезозойскими отложениями, с юга продолжается под уровнем моря. В центральной части массива выделяется полоса северо-восточного простирания, насыщенная дайками аплитов, пегматитов, участками гранитов с пегматоидной структурой, гибридных гранодиоритов (по габброидам). Эта полоса насыщена также ксенолитами пород авдокимовской толщи, блоками сергеевских габброидов. Массив сложен белыми и светло-серыми средне- и крупнозернистыми гранитами — плагиогранитами двуслюдяными, биотит-мусковитовыми, пегматоидными. Они состоят (%): из плагиоклаза (40–60), микроклина (3–20), кварца (30–40), мусковита (1–3), биотита (2–3). Граниты умереннощелочные, микроклин-мусковитовые или щелочно-полевошпатовые, биотит-мусковитовые. Тип щелочности калиево-натриевый. Породы в целом низкокальциевые и низкокалиевые.

В бассейне р. Партизанская имеется несколько интрузий таудеминского комплекса, где они, как правило, имеют резко вытянутую в северо-восточном направлении форму в плане, размеры их колеблются в широких пределах. Например, Таудеминский массив имеет протяженность свыше 23 км при ширине до 4 км, другие массивы имеют меньшую протяженность при большей ширине. Крупные массивы интерпретируются по геофизическим параметрам как пластообразные тела. Перекрываются с размывом позднепермскими отложениями сицинской свиты. В строении массивов участвуют граниты, плагиограниты, лейкограниты и гибридные гранодиориты при резком преобладании гранитов. По химическому составу породы соответствуют группе гранитов с уклоном к субщелочным разностям (сумма щелочей более 8 %) и изменением составов до лейкогранитов. Породы относятся к калиево-натриевой серии с весьма высокой глиноземистостью и преобладанием натрия над калием.

Радиологические датировки возраста таудеминских гранитов следующие: Rb-Sr метод — 520 млн лет, K-Ag метод — 433–587 млн лет [234]. Веро-

ятнее всего, комплекс имеет кембрийский возраст и сопоставляется нами с орловским комплексом Ханкайского массива.

Владими́ро-але́ксандро́вский комплекс перидотитовый ($\nu\sigma\epsilon\nu\alpha$) выделен на левобережье р. Партизанская в окрестностях одноименного села (Сергеевская зона). Здесь расположены три сближенных интрузивных тела этого комплекса: массив Влади́миро-Алекса́ндровский (0,1–0,7 × 3 км) и два менее крупных тела, представляющие собой тектонические пластины; все они сложены перидотитами, пироксенитами и габбро. Во Влади́миро-Алекса́ндровском массиве снизу вверх оливиновые разности сменяются пироксен-роговообманковыми, а наиболее поздние – габброидные, троктолитовые и анортозитовые разности образуют маломощные (10–20 см) полосы, редко – секущие жилы. Основную часть массивов комплекса составляют перидотиты, меньшую – пироксениты, габбро, дуниты. Кроме того, интрузии комплекса известны на п-ове Дунай и о-ве Путятин, где ультрабазиты образуют несколько небольших массивов размером до 5 км² и ряд дайковых тел. Все массивы расслоенные. Центральные части массивов сложены верлитами и лерцолитами, переходящими к краям в оливиновые пироксениты, плагиоклазовые перидотиты и крупнозернистые габбро. Гипербазиты и габбро сильно серпентинизированы и превращены в хризотилловые пироксениты темно-бурой и черной окраски. Вблизи прорывающих гранитов превращены в зеленые антигоритовые, хлорит-серпентиновые, тремолит-хлорит, антигорит-тальковые и другие серпентиниты. Отмечены реликты хризолит-оливина, роговой обманки, ромбического пироксена. Более чистые перидотиты сложены оливином, клинохлором, тремолитом, пироксениты – салит-авгитом, роговой обманкой, габбро – роговой обманкой, прохлоритом, плагиоклазом (лабрадор–битовнит).

Комплекс соответствует тренду толеитового ряда эволюции магм, по соотношениям окислов отвечает габбро-пироксенитовой формации, по составу пород близок к дунит-троктолитовой серии кумулятивных ультрамафитов. Ультрамафиты относительно обогащены микроэлементами: Ва, Се, Nd, Nb, Rb, В, а базиты обеднены В, Се, Sr.

Ультрабазиты Влади́миро-але́ксандро́вского комплекса прорывают сергеевские габброиды. Радиологический возраст (К-Аг метод) – 563 и 572 млн лет, на основании чего возраст комплекса принимается как кембрийский. По составу и возрасту комплекс сопоставляется с дмитриевским габбро-перидотитовым комплексом Ханкайского массива.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Вознесенский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma\text{O}\nu$) представлен крупным Осиновским массивом в южной части Ханкайского массива в пределах Вознесенской зоны, вытянутым в северо-западном направлении, с крутыми контактами, осложненными многочисленными апофизами. Общая площадь массива около 20 км². Граниты прорывают и метаморфизуют нижнекембрийские (с фауной) терригенно-карбонатные отложения. Верхняя граница комплекса не ясна. Соотношения с силурийскими (гродековскими) гранитами нигде не установлены.

Вознесенские граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (в том числе и редких), при преобладании калия над натрием, и небольшим количеством кальция, магния, железа. Содержат повышенные концентрации фтора, бора, лития и могут быть отнесены к гранитам литий-фтористого типа. По усредненному химическому составу приближаются к аляскистам, отклоняясь в сторону щелочных гранитов.

Граниты комплекса в той или иной степени грейзенизированы. По М. Г. Руб (1960 г.) выделяется два этапа грейзенизации. Грейзенизация первого этапа имеет широкое площадное распространение и проявлена развитием мусковита по биотиту, замещением полевых шпатов кварцем и мелкочешуйчатой слюдой, незначительной турмалинизацией. Грейзенизация второго этапа развита локально и интенсивно, преимущественно в апикальных частях небольших штоков. По составу это кварц-слюдястые, кварц-топазовые грейзены с различными переходами. Одновременно с образованием по гранитам кварц-топазовых грейзенов во вмещающих известняках происходило метасоматическое их замещение с образованием своеобразных слюдясто-флюоритовых пород.

Контактовые и контактово-метасоматические породы, связанные с вознесенскими гранитами, весьма разнообразны и широко развиты. Это различные роговики в терригенных образованиях, турмалиниты, мраморы, мраморизованные известняки и разнообразные скарны в карбонатных породах. Радиологический возраст (Rb-Sr метод) среднезернистых биотитовых гранитов — 450 млн лет (поздний ордовик). Редкометалльные протолитионитовые граниты формировались несколько позже: их рубидий-стронциевый возраст составляет 381–384 млн лет. Такое омоложение можно объяснить и тем, что эти граниты сильно изменены: альбитизированы и грейзенизированы.

СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднесилурийские интрузии

Гродековский комплекс гранитовый (γS_2g) представлен небольшими интрузиями в юго-восточной части Ханкайского массива: Горнотаежной, Артемовской, Кипарисовской. Гродековские граниты прорывают протерозойские метаморфические образования и карбонатно-терригенные отложения раннего—среднего кембрия.

По петрохимическим особенностям подавляющее большинство гродековских гранитов относится к субщелочному типу, реже к породам нормальной щелочности. Количество кремнезема в породах варьирует от 68 до 78 % с отчетливым максимумом в 73–76 %. Характерной особенностью является перенасыщенность глиноземом, низкая кальциевость и постоянное преобладание калия над натрием. Отмечаются повышенные концентрации свинца, мышьяка, олова, серебра, вольфрама и ванадия в гранитах. Калиевые полевые шпаты содержат повышенное количество бария. Композиция геохимических признаков гродековских гранитов определяется высоким содержанием (г/т) бария (1300), циркония (250), низким — лития (5), пре-

обладанием церия (60) над лантаном (14), что отличает их от позднепермских гранитов.

Интрузии гродековского комплекса представляют небольшие по площади выступы из-под перекрывающих их терригенных и вулкано-терригенных отложений триаса, перми и девона. Они сложены серыми и розовато-серыми биотитовыми гранодиоритами и в меньшей мере порфиридовидными биотитовыми гранитами, образующими в гранодиоритах неправильной формы участки с расплывчатыми границами. Местами гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты. Довольно широко распространены пегматоидные и микрографические структуры пород.

Граниты, сходные с гродековскими, содержатся в виде валунов и галек в базальных конгломератах вассиановской свиты среднего—позднего девона. Артемовский массив перекрыт терригенными отложениями люторгской свиты среднего девона. Многочисленные определения радиологического возраста К-Аг методом дают значения в широком диапазоне от 316 до 495 млн лет. Определения возраста Rb-Sr методом из центральной и краевой частей Гродековского массива дали цифры 411 и 403 млн лет, что соответствует позднему силуру.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннедевонские интрузии

Кленовский комплекс гранит-сиенит-габбровый ($\gamma-vD_1k$) распространен локально в пределах полей раннедевонских вулканитов супутинской толщи. Представлен Кленовским массивом в верховьях р. Илистая. В верховьях р. Илистая установлено на глубине (по гравиметрическим данным) наличие еще одной подобной интрузии. Кленовский габбро-гранитный массив выполняет жерло вулкана центрального типа. Контакты массива повсеместно рвущие, крутые, наклоненные от периферии к центру, иногда в обратном направлении. В целом интрузив имеет грибообразную форму. Контактные изменения во вмещающих вулканитах устанавливаются на ширину от 100 до 500 м, что зависит от наклона контакта. Вмещающие породы ороговикованы. Форма интрузии в плане грубоовальная, вытянутая в широтном направлении, площадь на современном уровне эрозионного среза около 42 км².

Интрузия двухфазная. К первой фазе, слагающей внешние части интрузивного массива, отнесены габбро, диориты, кварцевые диориты, сиенит-диорит-порфиры, трахиандезиты; ко второй, выполняющей центральную часть интрузии, — гранодиориты, граниты, гранит-порфиры. Между образованиями двух фаз местами наблюдается переходная зона, сложенная гибридными породами. По площади преобладают породы первой интрузивной фазы. Габброиды массива — средне-крупнозернистые разновидности, в приконтактной части имеющие мелкозернистый, часто порфиридовидный, а иногда лавоподобный облик. Среди всех разновидностей преобладают пироксеновые и пироксен-роговообманковые габбро. На отдельных участках породы обогащены шлирами, состоящими из тонкоигольчатых темно-

цветных минералов. Габбро интенсивно амфиболитизированы. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, ильменит, апатит, сфен. Диориты и кварцевые диориты иногда имеют порфировидную структуру. Широко развиты продукты вторичного изменения пород — хлорит, серицит, актинолит, альбит, карбонат.

Породы второй интрузивной фазы образуют овальное в плане тело в центре интрузии и ряд мелких тел среди пород первой фазы. Представлены гранодиоритами и мелко-среднезернистыми гранитами с постепенными переходами между ними. Гранодиориты имеют обычный состав, в некоторых случаях среди темноцветных отмечен пироксен. Граниты — биотитовые, с типичными минеральными парагенезисами, интенсивно катаклазированы. Гранит-порфиры можно отнести к плагиоклазовым, калишпат присутствует лишь в основной массе породы. Тела второй фазы не выражаются в масштабе карты.

По химическому составу габброиды относятся к породам нормального ряда, несколько пересыщенным кремнекислотой; диориты же, наоборот, характеризуются пониженным содержанием кремнекислоты и несколько повышенным — кальция и натрия. Гранодиориты и граниты являются породами нормального ряда с несколько повышенным содержанием щелочей. Для кислых разностей и тех и других характерно преобладание калия над натрием, обогащенность титаном, железом, кальцием.

Возраст комплекса определяется как девонский на основании прямых и косвенных фактических данных, а именно: большинство его интрузивных образований располагается только в пределах нижнедевонских вулканитов. В эндоконтактах интрузий породы зачастую приобретают лавоподобный облик. Радиологические определения возраста (K-Ar метод) крайне неопределенные — от 99 до 550 млн лет.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннекаменноугольные интрузии

Шмаковский комплекс гранитовый ($\gamma C_1 S$) представлен преобладающей частью Анучинского массива (площадью около 200 км²) и группой небольших интрузий в районе с. Анучино. В структурном отношении эти интрузии контролируются Среднеханкайским разломом и отделяют юго-восточную часть Ханкайского массива от Малиновской зоны. В составе интрузий выделено несколько фациальных разновидностей гранитов: биотитовые, биотит-роговообманковые, аляскитовые; по размерности слагающих их минералов выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, переходы между которыми постепенные; преобладают крупно-среднезернистые разности, мелко-среднезернистые присутствуют в подчиненном количестве или слагают отдельные массивы. Преобладают биотитовые средне- и крупнозернистые, часто порфировидные, аляскитовые разности, обычно тяготеющие к периферии массивов. Гранодиориты — светло-серые или розовато-серые породы, средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые.

Граниты всех трех массивов имеют однотипный состав: микроклин — до 40 %, олигоклаз — 10–20 %, кварц — 35–40 %, биотит — 2–5 %, в отдельных случаях роговая обманка — до 3 %. Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит, гранат, турмалин. В краевых частях количество фемических минералов сокращается. По химическому составу среди гранитов преобладают кислые и ультракислые лейкократовые разновидности повышенной щелочности при равном количестве щелочей или небольшом преобладании калия над натрием и повышенным содержанием глинозема.

Каменноугольный возраст гранитов шмаковского комплекса по геологическим данным устанавливается вполне определенно: граниты прорывают и метаморфизуют отложения раннего и среднего девона и перекрываются вулканогенными образованиями дунайской свиты ранней перми. Радиологический возраст гранитов (Rb-Sr метод) Шмаковского массива 282 млн лет. Многочисленные определения возраста K-Ar методом для большинства массивов колеблются в широчайшем интервале — от 110 до 430 млн лет со сгущением значений в интервале 250–280 млн лет.

Куйбышевский комплекс лейкогранитовый ($1\gamma C_1k$) слагает на юге Синегорской зоны южную часть протяженного в северо-восточном направлении Снегуровского массива площадью около 60 км². Контакты массива с вмещающими отложениями имеют сложные извилистые очертания, породы в экзоконтакте превращены в роговики, ширина зоны измененных пород — до 1 км. Массивы сложены мелко- и среднезернистыми порфирировидными гранитами. В гранитах повсеместно наблюдаются гранофировые и пегматоидные структуры. Как правило, в эндоконтакте породы осветлены и часто грейзенизированы. Порфирировидность пород обусловлена наличием крупных кристаллов кварца и калишпата, размер которых достигает 3–4 мм. Граниты характеризуются общими чертами: кварц-микроклиновый состав, почти повсеместное распространение микроклин-пертита распада и замещения, биотита обычно менее 5 %, повсеместно он замещается мусковитом и протолитионитом, преобладает идиоморфизм кварца над микроклином, повсеместно развиты пегматоидные и порфирировые структуры. Акцессорные: циртолит, циркон, торит, колумбит, касситерит, фергусонит, молибденит, флюорит, монацит, сфен и др. Широко развиты процессы альбитизации, грейзенизация проявлена слабее. Для гранитов характерны повышенные концентрации относительно кларка тантала (1,5–2,5), ниобия (3–5), рублидия (3–6), фтора (1,5–2). Сумма щелочей колеблется в пределах 7,5–8,5, причем, обычно Na₂O превышает K₂O, либо их содержания равны. Коэффициент апаитности — 0,63–0,66. Вещественный состав и петрохимические особенности гранитов Куйбышевского комплекса соответствуют субщелочному типу гранитов.

Возраст комплекса определяется как раннекаменноугольный на основании рвущих контактов с девонскими толщами, включая позднедевонские, и петрохимическим родством с вулканитами светлоярской толщи раннего карбона. Определения радиологического возраста (K-Ar метод) дают широкий разброс значений — от 124 до 280 млн лет.

ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепермские интрузии

Яматинский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta P_{jam}$). Породы комплекса установлены на подводной возвышенности Ямато, где они слагают крупный массив, вытянутый в северо-восточном направлении более, чем на 200 км при ширине отдельных выходов 15–40 км. В пределах листа К- (52), 53 выходят породы только северной части массива, которая прослежена 23 станциями драгирования на 150–160 км, при максимальной ширине выходов до 40 км. Граниты обнажаются на поверхности дна на северном склоне возвышенности в интервале глубин 2200–900 м в виде двух крутых уступов: один прослеживается на глубине 1200–900 и второй на 2200–1700 м.

В составе массива выделяются кварцевые монцитоны, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, биотитовые и лейкократовые граниты. Соотношения между этими типами пород в большинстве случаев не ясны, но там, где они наблюдаются, например, между монцитонами и диоритами, биотитовыми и лейкогранитами, они имеют постепенные переходы. По-видимому, выделенные типы – это фазовые и фациальные разновидности единого массива.

Кварцевые монцитоны обнаружены на ряде станций совместно с кварцевыми диоритами. Это плотные, массивные породы мелко- или среднезернистые темно-зеленого цвета с гипидиоморфнозернистой, монцитоновой структурой, иногда с порфиристыми выделениями зонального плагиоклаза, сложены (%) плагиоклазом–андезином (An_{42-48}) в количестве 40–50, калиевым полевым шпатом – до 20, роговой обманкой – (20–40), кварцем – до 10, биотитом – 5–15, сфеном и рудным минералом.

Кварцевые диориты встречаются совместно с монцитонами и отдельно от них на северном склоне Ямато. Это среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плагиоклазом–андезином (An_{34-36}) в количестве 50–60 %, роговой обманкой (до 30 %), иногда совместно с биотитом, кварцем (до 10 %), апатитом и рудным минералом.

Гранодиориты установлены на многих участках массива, часто совместно с диоритами и гранитами. Это неравнозернистые (средне-мелкозернистые) породы с гранитной структурой, состоящие из плагиоклаза–андезина (An_{32-35}) в количестве 40–45 %, образующего идиоморфные кристаллы размером 1–2 мм, кварца (до 20 %) и темноцветных: роговой обманки (до 25 %) и биотита (до 15 %), к скоплениям которых приурочены апатит и рудный минерал.

Биотитовые граниты слагают большую часть массива. Они подняты на многих станциях драгирования, часто совместно с лейкократовыми гранитами. Обычно это среднезернистые породы, реже мелкозернистые и неравнозернистые–мелко-среднезернистые разности. Они состоят из плагиоклаза–олигоклаза (An_{23-27}) в количестве 45–55 %, калиевого полевого шпата (10–30 %) с ленточными пертитами распада, иногда с микроклиновой решеткой, в контакте с которым в зернах плагиоклаза появляется кайма альбита, кварца (25–30 %) и биотита (5–10 %), часто образующего скоп-

ления мелких чешуек, к которым приурочены акцессорные минералы: ортит, циркон, апатит.

Лейкократовые граниты сложены олигоклазом (Al_{16-22}) в количестве 35–40 %, краевые части зерен которого замещены альбитом (8–10 % AN), кварцем (30–35 %) и калиевым полевым шпатом (25–35 %).

Химический состав пород приведен в табл. 3. По щелочно-кальциевому и кремнекислотному отношению [13] породы комплекса относятся к известково-щелочной серии. Точки состава этих пород располагаются вдоль главного известково-щелочного магматического тренда, несколько ниже его, что свидетельствует о несколько пониженной щелочности изученных образцов [75]. Железистость всех пород комплекса возрастает с уменьшением их основности, которая снижается от 54,0 % в кварцевых монцонитах до 13,0 % в лейкогранитах. Общая щелочность пород отчетливо повышается от более основных (кварцевые монцониты) к кислым разностям, при этом калиевость большинства пород (кроме кварцевых монцонитов и субщелочных гранитов) ниже среднего значения калиевости пород дальневосточного региона [53], т. е. рост щелочности в них происходит прежде всего

Таблица 3

Химический состав (вес. %) и содержание акцессорных элементов (г/т) в гранитоидах возвышенности Ямато

Компонент	2156-la	2680-5-3	3122-11	2156-4	2003	3122-la	3122-1	3163-27
	4	10	11	12	14	15	16	17
SiO ₂	57,76	63,98	58,04	59,82	61,16	61,90	63,24	63,56
TiO ₂	0,95	0,61	0,82	0,63	0,77	0,69	0,65	0,56
Al ₂ O ₃	16,84	13,11	17,64	15,80	16,75	15,96	16,43	15,49
Fe ₂ O ₃	1,70	3,44	2,09	0,90	1,16	2,06	1,44	1,27
FeO	5,89	3,06	5,70	5,75	5,80	6,04	4,78	4,62
MnO	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,07	0,06
MgO	3,01	2,37	2,78	3,98	2,07	2,20	1,95	1,61
CaO	5,17	3,18	5,43	5,71	4,98	3,61	5,03	3,27
Na ₂ O	4,82	5,64	3,57	4,17	3,57	2,70	3,38	4,00
K ₂ O	1,58	3,00	1,85	1,58	2,37	2,35	2,22	2,21
P ₂ O ₅	0,35	0,14	0,35	0,42	0,18	0,24	0,18	0,22
п.п.п.	2,34	1,12	1,44	1,90	0,74	1,83	0,29	0,98
Сумма	100,17	99,77	99,50	100,35	100,00	99,50	99,50	99,50
Rb	—	70	47	—	63	43	68	53
Sr	—	230	318	—	296	269	303	329
Y	—	17	21	—	20	19	17	11
Zr	—	134	114	—	177	170	156	147
Ba	—	411	909	—	417	567	365	449

Продолжение табл. 3

Компонент	2162-1	2157-1	2006	3163-24	2684-3	3163-6	2684-1-1	3163-2
	18	19	21	23	26	27	28	29
SiO ₂	63,40	63,87	66,19	66,48	67,39	67,55	67,74	67,81
TiO ₂	0,59	0,63	0,47	0,45	0,50	0,42	0,35	0,38
Al ₂ O ₃	16,32	15,80	16,84	15,03	16,85	14,85	17,47	14,59
Fe ₂ O ₃	1,40	1,50	1,43	5,51	1,02	0,62	0,22	1,15
FeO	4,47	3,91	3,38	4,30	3,62	3,79	3,39	2,96
MnO	0,10	0,11	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05
MgO	1,94	2,43	0,37	1,71	1,29	1,61	1,05	1,48
CaO	5,30	5,34	3,51	3,31	1,26	3,27	0,87	2,23
Na ₂ O	4,10	3,85	4,12	4,00	3,93	4,00	4,02	4,00
K ₂ O	1,96	2,28	2,44	2,67	3,29	2,77	3,60	3,62
P ₂ O ₅	0,32	0,10	0,18	0,18	0,12	0,09	0,08	0,07
п.п.п.	0,45	0,74	0,90	0,23	0,60	0,54	0,77	1,20
Сумма	100,03	100,46	100,0	99,50	99,94	99,50	99,61	99,50
Rb	—	—	52	72	79	73	76	114
Sr	—	—	334	311	203	270	164	274
Y	—	—	13	6	49	23	50	18
Zr	—	—	124	161	211	148	203	141
Ba	—	—	629	536	535	486	537	483

за счет содержания натрия. Низкокальциевые гранитоиды характеризуются пониженной кальциевостью.

Для выяснения геохимических особенностей пород комплекса они были проанализированы на ряд аксессуарных элементов (табл. 3). По соотношению рубидия и стронция породы комплекса относятся к производным островодужной андезитовой магмы. Содержание рубидия в них возрастает от кварцевых диоритов к лейкогранитам. В поведении остальных аксессуарных элементов отмечается последовательное снижение их концентрации от кварцевых диоритов к биотитовым гранитам (табл. 4). По сравнению с гранитоидами Дальнего Востока гранитоиды известково-щелочного типа возвышенности Ямато обогащены сидерофильными элементами (никелем, кобальтом, хромом, ванадием). По петрогеохимическим особенностям гранитоиды Ямато могут быть отнесены к породам андезитового ряда.

Все гранитоиды представляют собой производные андезитовой магмы, кристаллизовавшиеся в низкотемпературных условиях (590–660 °С) в пограничной области абиссальных и мезоабиссальных интрузий.

Вмещающими породами гранитоидного массива являются филлиты и метаэффузивы, отнесенные к среднему палеозою, и толща позднепалеозой-

Компонент	3163-23	3159-1	2685-1-9	2684-2-2	2156-1
	30	39	49	50	51
SiO ₂	67,98	72,61	72,58	72,89	74,02
TiO ₂	0,41	0,21	0,34	0,31	0,15
Al ₂ O ₃	15,07	13,33	12,28	13,10	13,27
Fe ₂ O ₃	1,01	0,49	1,89	0,52	0,28
FeO	3,31	3,31	2,51	2,23	2,29
MnO	0,05	0,08	0,04	0,03	0,07
MgO	1,62	0,58	0,63	1,08	0,05
CaO	1,87	1,65	0,78	1,02	2,08
Na ₂ O	4,00	4,20	3,93	4,00	4,24
K ₂ O	2,95	2,88	3,72	3,38	3,75
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,07	0,42	0,10
п.п.п.	1,19	0,11	1,12	0,68	0,10
Сумма	99,50	99,50	99,89	99,66	100,30
Rb	47	70	91	97	—
Sr	309	155	169	156	—
Y	12	24	45	25	—
Zr	138	113	174	153	—
Ba	540	599	648	589	—

Примечание. 4, 10 – кварцевые монзониты, 11, 12, 14–18 – кварцевые диориты, 19, 21, 23, 26–30 – гранодиориты, 39 – биотитовые граниты, 49–51 – лейкократовые граниты.

ских алевролитов и песчаников, а перекрываются гранитоиды отложениями раннемелового возраста. На ряде станций драгирования (за пределами площади листов) гранитоиды подняты совместно с вмещающими породами, которые встречаются в виде ксенолитов различного размера и на контакте с гранитами превращены в роговики и хиастолитовые сланцы или ороговикованные песчаники. Время внедрения гранитов на основании радиоизотопных данных (табл. 5) определяется как позднепалеозойское [75].

Гамовский комплекс гранит-гранодиоритовый ($\gamma\delta P_2g$). Интрузивы этого комплекса широко развиты как на п-ове Гамова, так и севернее и западнее его.

Они сложены гранитоидами с разнообразными фациальными разностями, такими как гранодиориты, граниты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириды, граносиениты. Данные радиоизотопного анализа подтверждают их позднепермский возраст (272, 238 млн лет).

Среднее содержание (г/т) аксессуарных элементов в гранитоидах Ямато

Элементы	Известково-щелочная серия				
	1	2	3	4	5
B	42	35	42	63	4,8
Sn	3,4	4,2	5,7	1,8	4
Pb	41	27	21	23	22
Zn	55	94	77	24	83
Cu	39	35	37	47	26
Ni	34	28	24	21	14
Co	15	13	10	8	14
Cr	23	66	56	12	16
V	78	130	106	37	73

Примечание. 1 – кварцевые монцониты; 2 – кварцевые диориты; 3 – гранодиориты; 4 – биотитовые граниты; 5 – гранитоиды известково-щелочного типа Дальнего Востока (по данным Недашковского, 1980 г.).

Граниты этого комплекса установлены также на материковом склоне в пределах первого полигона, где они были подняты в интервале глубин 1700–950 м и прослеживаются вдоль склона на 15–18 км. В составе массива выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые калишпатовые граниты и плагиограниты. Все породы обычно катаклазированы и разгнейсованы.

Биотитовые граниты – крупнозернистые катаклазированные, сложены плагиоклазом–олигоклазом (An_{23-26}) в количестве 60–65 %, микроклином до 10 %, кварцем в виде крупных до 1 мм зерен и мелких агрегатов, выполняющих трещины катаклаза, а также биотитом, развитым по трещинам совместно с новообразованным кварцем, апатитом и рудным минералом. Порфиробластические граниты интенсивно катаклазированные, сложенные крупными до 5 мм порфиробластами микроклина до 55 %, зернами плагиоклаза–олигоклаза (An_{16}) до 10 %, кварца до 30 % и мусковита до 5 %, которые развиваются по трещинам катаклаза. Биотитовые плагиограниты – разгнейсованные породы с гранитной и катакластической структурой, сложены плагиоклазом (An_{25-27}) в количестве 50–55 %, кварцем до 45 % и биотитом 10 %. Наблюдаются разности с гнейсовой текстурой, в которых количество биотита достигает 30 % за счет снижения количества кварца до 25 % и плагиоклаза до 45 % (An_{27-29}). При этом биотит образует полосы шириной до 2 мм и отдельные крупные кристаллы, ориентированные взаимопараллельно, создавая гнейсовую текстуру породы. Биотитовые гранит-порфиры с порфировой структурой, с гранитной основной массой. Порода состоит из крупных до 1,5 м таблитчатых кристаллов плагиоклаза в виде порфирировых выделений, а основная масса сложена мелкими до 0,5 мм зернами калиевого полевого шпата – до 45 %, плагиоклаза (An_{25}) – до 15 %, кварца – до 35 % и биотита – 3–5 %.

**Результаты радиоизотопного определения возраста гранитоидов
(калий-аргоновый метод)**

№ п/п	Образец	K, %	Ar ⁴⁰ г/г × 10 ⁻⁷	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ , г/г	Возраст, млн лет
1	1657	1,69	0,324	0,0161	270,0
2	3163-5-1	1,54	0,26018	0,0161	258,0
3	428-2а	2,35	0,375	0,0131	222,0
4	428,6а	2,73	0,019	0,0071	181,0
5	802-1А	6,81	0,375	0,0045	79,0
6	816-1	3,36	0,147	0,0033	58,0
7	617	2,50	0,0514	0,00206	53,0
8	617-2	2,32	0,0887	0,00382	98,0
9	1076	2,43	0,0560	0,00231	60,0
10	1728-1	2,31	0,136	0,00493	83,0

Примечание. 1–4 – позднепалеозойские гранитоиды возвышенности Ямто: 1 – гранодиорит, 2 – кварцевый диорит, 3, 4 – биотитовые граниты; 5–10 – позднемеловые граниты: 5, 6 – биотитовые граниты материкового склона Приморья, 7, 8 – биотит-роговообманковые граниты банки Зубр, 9 – лейкократовый гранит материкового склона залива Петра Великого, 10 – гранодиорит возвышенности Витязя. Анализы образцов выполнены: 1 – в тресте «Киевгеология», остальные – в Центральной лаборатории ППО «Приморгеология».

Биотит-роговообманковые плагиограниты среднезернистые, порфирировидные с гнейсовой текстурой, обусловленной грубопараллельным расположением чешуек биотита и зерен роговой обманки. Порода сложена плагиоклазом (An_{28–32}) – до 35 %, кварцем – до 20 %, биотитом – до 35 %, роговой обманкой – до 20 % и рудным минералом – 2–3 %.

На побережье и шельфе Западного Приморья гранитоиды этого комплекса распространены очень широко, слагая крупные массивы с разнообразными фациальными разностями, такими как: гранодиориты, граниты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, граносиениты, габбро. Данные радиоизотопного анализа подтверждают их позднепермский возраст по двум определениям (272, 238 млн лет).

Рязановский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый распространен в Юго-Западном Приморье, на п-ове Муравьева-Амурского и островах залива Петра Великого (Западно-Приморская, Муравьево-Дунайская зоны). К нему относятся интрузии о-ва Русский, Седанкинская и Гамовская. В составе комплекса выделяются три фазы: габбро и габбродиориты ($\nu P_2 r_1$) первой фазы; диориты ($\delta P_2 r_2$) и гранодиориты ($\gamma \delta P_2 r_2$) второй фазы и граниты ($\gamma P_2 r_3$) третьей фазы. Все три фазы наблюдаются только в интрузии о-ва Русский и в ее продолжении на о-ве Попова. Первая фаза представлена габбродиоритами, переходящими постепенно к центру массива в габбро. Выделяются пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговооб-

манковые разности пород. В единичных случаях отмечается оливин. Габброиды первой фазы на о-ве Попова прорваны и метаморфизованы диоритами второй фазы.

Наиболее полно гранодиориты и граниты второй фазы представлены в Гамовской интрузии на западном побережье залива Петра Великого и сопредельных территориях Кореи и Китая. Ее площадь более 7000 км². В силу тектонической нарушенности и перекрытия более поздними образованиями плутон обнажается разрозненными фрагментами площадью до 120 км². Геоплотностные расчеты определяют распространение плутона до глубин 3–5 км, т. е. форма батолита в разрезе коры представляется тонкой покровообразной пластиной.

Контакты плутона с вмещающими образованиями изучены в бух. Алеут, где гранодиориты внедрились в межкливажные полости интенсивно тектонизированных алевролитов и песчаников решетниковской свиты в виде густых послойных и секущих жил и птигматитообразных апофиз мощностью до первых метров с образованием оригинальной полосовидно-сетчатой мигматитоподобной структуры внутренней зоны контактового ореола шириной до 0,5 км. Во внешней зоне ореола – обширные поля биотит-мусковитовых роговиков с углистым веществом и скоплениями андалузита в пелитах.

Вблизи контакта (10–20 м) в породах появляются прожилки кварца, наблюдается перекристаллизация с образованием более крупного биотита, появляется кордиерит, гранат. Одной из отличительных особенностей этих массивов является конформность их внутренней структуры со структурами вмещающих пород. С простираем основных складчатых структур в большинстве случаев совпадают контакты интрузивных тел и границ между фазами и фациями, зачастую ясно выраженная гнейсовидность пород, обусловленная плоско-параллельными текстурами, и удлинённая форма и полосовидное расположение блоков и ксенолитов вмещающих пород, сохранившихся в кровле массивов.

В строении второй фазы участвуют биотит-роговообманковые диориты и гранодиориты, связанные между собой постепенными переходами. Преобладающими породами являются гранодиориты.

Третья фаза представлена преимущественно гранитами биотит-роговообманковыми и плагиогранитами, связанными постепенными переходами. Местами в зоне эндоконтакта отмечаются лейкограниты. Породами третьей фазы сложена большая часть массива о-ва Русский, где они прорывают диориты второй фазы и большинство интрузий в северной части Западно-Приморской зоны. Характерная особенность Рязановского комплекса – наличие в породах автолитов, количество которых колеблется в широких пределах в разных массивах. Наиболее хорошо они изучены в гранитах островов Петра Великого [119]. Автолиты, размеры которых варьируют от 2 до 50 см, либо более или менее равномерно распределены в массиве гранитов (2–3 автолита на 1 м² площади), либо концентрируются в своеобразные горизонты мощностью до 20 м, где автолиты составляют 40–50 % объема породы. В целом состав автолитов варьирует от граносиенитового до гранодиоритового и кварцево-диоритового в зависимости от состава вмещающих пород: обычно он несколько более основной по сравнению с материнской породой за счет большего количества темноцветных минералов.

Химический состав автолитов близок к вмещающим их гранитоидам, а изменение состава в сопряженной паре гранитоид—автолит полностью отвечает особенностям тренда соответствующей серии пород. Особенностью состава автолитов по В. Б. Ферштатеру [119] является пониженное содержание кальция, повышенное — щелочей и летучих компонентов. Содержание фтора и фосфора в несколько раз больше, чем в материнских гранитоидах.

Гранитоиды образуют гомодромную интрузивную серию с последовательностью внедрения от диоритов через кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты до лейкогранитов. По химическому составу гранитоиды натриевые и малокалиевые, обычно нормальные по глиноземистости в группе средних и пересыщенные глиноземом в группе умереннокислых и кислых пород. Коэффициент глиноземистости изменяется от 1 и 1,3 в диоритах до 3,0 в гранитах и 7,0 в лейкогранитах. Натрий всегда преобладает над калием. Максимальное содержание калия в сумме щелочей составляет 10—33 %, что говорит об их существенно натриевой специализации. Гранитоиды относятся к группе пород, пересыщенных кремнеземом и характеризующихся закономерным увеличением содержаний нормативного кварца — от диорита (9,0 %) до лейкогранита (33 %). Постоянное преобладание натрия над калием и минеральные парагенезисы обуславливают принадлежность комплекса к тоналит-трондьемитовой ассоциации и позволяют сопоставлять его с диорит-гранодиорит-плагиогранитными формациями подвижных областей.

Позднепермский возраст гранитов этого комплекса датирован наиболее четко, так как они повсеместно прорывают фаунистически охарактеризованные пермские отложения и именно на них на о-ве Русский трансгрессивно залегают конгломераты нижнего триаса (индского яруса).

Радиологические К-Аг датировки в Гамовском массиве, выполненные в Японии по биотиту и амфиболу, соответствуют 251 и 252 млн лет. Определения китайских геологов U/Pb методом на сопредельной территории дают возраст 234 и 254 млн лет.

Новгородский комплекс динамометаморфитов (fP_2n) представлен биотит-амфиболовыми и амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами, образованными в результате динамометаморфизма пород решетниковской, барабашской свит, интрузивных образований суловского и рязановского комплексов. Он распространен в междуречье Цукановка—Виноградная в тектонических блоках в пределах Новгородской рифтогенной зоны, где субмеридионально ориентированные линзовидно-линейные блоки шириной 1—3 км, протяженностью до 20 км и более, ограниченные крутопадающими разрывами сбросо-сдвиговой кинематики, прорываются гранитами Гвоздевского батолита. В силу неравномерности проявления динамометаморфизма характерной особенностью комплекса является наличие реликтов слабопреобразованных и лишь интенсивно катаклазированных, милонитизированных и рассланцованных пород с узнаваемой на отдельных участках структурой и фрагментами разрезов первичных формаций. Петротипический разрез изучен на южном берегу бух. Новгородская, где в непрерывной (6 км) полосе, сменяя друг друга, чередуются (с моноклинально падающей на восток сланцева-

тостью) пачки (50–300 м) сланцев различного, но в основном слюдисто-кварц-полевошпатового состава. В некоторых из них наблюдается частая смена (первые метры) амфибол-хлорит-эпидотовых и слюдисто-кварц-полевошпатовых сланцев. Зеленые сланцы более однородны, с постепенными переходами от биотит-амфиболовых к амфибол-хлорит-эпидотовым. Породы комплекса являются благоприятной средой для образования гранат-пироксеновых, с магнетитом, скарнов с вкрапленностью молибдошелита и сульфидов цинка и меди.

Минеральные парагенезисы и реликты первичных структур позволяют предполагать, что основной объем зеленых сланцев сформировался по вулканогенным породам основного состава и известнякам барабашской свиты. Слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы могли образоваться по терригенным породам решетниковской, вулканогенным породам кислого состава барабашской свит и гранитоидам рязановского комплекса. Существенно амфиболовые кристаллосланцы образовались по габбро суловского комплекса. Кроме того, редкие реликты высокотемпературных парагенезисов в некоторых типах сланцев позволяют предполагать, что преобразованиями затронуты метаморфиты кубанской толщи.

Позднепермский возраст комплекса установлен, исходя из того, что метаморфизмом затронуты пермские терригенные и вулканогенно-карбонатно-терригенные формации и прорывающие их гранитоиды позднепермского рязановского комплекса. На сопредельной территории Китая подобные кристаллосланцы перекрываются флористически охарактеризованными позднетриасовыми вулканогенными образованиями формации Даджиангчанг и группы Даксингоу.

Нерасчлененные пермские интрузии

Тахалинский комплекс перидотит-габбровый слагает изолированные аллохтонные пластины среди мезозойских олистостромовых толщ преимущественно в западной части Центральной СФЗ, примыкающей к юго-восточному краю жесткого Ханкайского массива. Большинство исследователей, признающих аллохтонную природу ультрабазитов тахалинского комплекса, считают его породы фрагментами меланократового основания Центральной СФЗ. Аллохтонная природа пластин ультрабазитов этой зоны подтверждается и гравиметрическими данными. Часть этих пластин располагается над гравитационными минимумами высокой интенсивности, перекрывая их.

Интрузии тахалинского комплекса образуют цепочку удлиненных субпластовых тел размером до 100 км², протягивающихся к северо-востоку от с. Бреевка. В составе самого крупного из них Бреевского массива закартированы амфиболлизированные габбро (vPt) и пироксениты. Здесь же встречаются единичные слои дунитов мощностью до 2 м. Пироксенитовая часть массивов сложена в основном двупироксеновыми породами и гиперстенидами, в которых местами отмечается амфибол, и породы по составу приближаются к вебстеритам. Среди пироксенитов редко и неравномерно встречаются слои перидотитов. Мощность зоны пироксенитов оценивает-

ся в 200–300 м. Верхняя часть массивов сложена габбро. Преобладают полосчатые разности с послойной концентрацией плагиоклазов и пироксенов. Мощность габбровой части колеблется от 300 до 800 м. Надо сказать, что на некоторых участках массивов наблюдается произвольное чередование слоев пород перидотитов, пироксенитов и габбро. Породы комплекса претерпели значительные автометасоматические изменения: серпентинизация оливина и ромбического пироксена, амфиболизация клинопироксенов.

По химическому составу породы комплекса соответствуют нижним габбро классических офиолитов мира. Наблюдается закономерное увеличение железистости от 8 % в гипербазитах до 46 % у габбро. Породы характеризуются очень низким содержанием щелочей и титана. Отметим, что породы обогащены никелем и хромом, а в некоторых массивах установлено наличие платины, палладия и рутения.

Пермский возраст интрузий определяется прорыванием ими вулканогенных образований сольдинской толщи и налеганием на них норийских отложений. Надо заметить, что прорывание интрузиями комплекса сольдинской толщи несколько сомнительно. Наблюдался секущий контакт, осложненный тектоникой, и без следов термального воздействия на вмещающие породы. Это дало повод В. Н. Оковитому (1988 г.) считать массивы комплекса протрузиями. Теоретически ультрабазиты комплекса должны залегать ниже базитов сольдинской толщи, как нижний член офиолитовой триады. Единичные определения абсолютного возраста из разрозненных интрузий дают широкий спектр значений от 174 до 320 млн лет со ступенем в интервале 210–250 млн лет.

ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннеюрские интрузии

Гвоздевский комплекс гранитовый (γJ_1g) слагает одноименный батолит, многочисленные блоки которого распространены на огромной (около 4000 км²) площади, в т. ч. и на сопредельной территории в Китае. Плутон пронизывает пермо-триасовые и более древние структурно-вещественные комплексы с типично интрузивными контактами. В силу интенсивной тектонической нарушенности он, подобно Гамовскому массиву, часто представлен отдельными блоками площадью от первых десятков до 100–200 км². Совместно оба батолита создают в структуре района своеобразную картину: интрузивные образования резко преобладают над вмещающими; последние выглядят как провесы кровли. По вмещающим Гвоздевский плутон метаморфическим комплексам и пермо-триасовым стратонам образуются роговики, ореолы которых по морфологии и степени преобразований пород подобны таковым в экзоконтакте Гамовского массива. Гранитоиды плутона с размывом перекрыты нижнемеловой гладкинской толщей (на карте не показана ввиду малой площади распространения, не выражающейся в данном масштабе) и отложениями кайнозоя. В составе массива преобладают биотитовые граниты, менее распространены лейкограниты, субщелоч-

ные лейкограниты и гранит-порфиры. Все фации связаны постепенными переходами.

По химическому составу породы комплекса относятся к нормальным и высококремнистым гранитам с уклоном к субщелочным разностям, с особо высоким содержанием кремнезема и щелочей в лейкогранитах. Составы весьма высокоглиноземистые, соответствуют калиево-натриевой серии с небольшим преобладанием натрия в гранитах и калия в лейкогранитах. По соотношению петрогенных окислов породы принадлежат к известково-щелочной серии с типовыми составами коровых (А и S) гранитов. Петрохимические особенности комплекса определяют его принадлежность к гранит-лейкогранитовой формации и указывают на связи с посттектоническими (активизационными) гранитоидами платформ.

Возраст гранитов, прорывающих на п-ове Гамова верхнепермский рязановский комплекс, 200 млн лет (определен К/Аг методом по биотиту в Японии). Радиологические датировки гранитоидов этого же комплекса на сопредельной территории Китая имеют следующие значения (млн лет): 203–206 (Rb/Sr метод), 180,2; 189; 189,3; 191,7; 193,2; 198,8; 204,8; 205,2; 209,5; 216; 227 (U/Pb метод).

Интрузивные массивы нижнеюрского комплекса цепью прослеживаются от пограничной р. Тюмень-Ула в северо-восточном направлении до северного побережья бух. Нарва. Они сложены адамеллитами, гранодиоритами, гранитами и плагиогранитами.

В магнитном поле на шельфе гранитоиды комплекса выделяются отрицательными значениями величиной от 0 до –50 нТл, слабоволнистой структуры. На восточном берегу п-ова Гамова и северо-восточнее о-ва Хасан установлено продолжение небольших интрузий с берега на шельф.

Среднеюрские интрузии

Шекляевский комплекс гранит-сиенит-габбровый (vJ_2s) сосредоточен в междуречье Арсеньевка–Илистая (Малиновская и Синегорская зоны), где образуют цепочку малых (4–10 км²) интрузий северо-западного направления. Большинство интрузий не выражается в масштабе карты. Наиболее молодыми отложениями, прорываемыми интрузиями, являются нижнекаменноугольные вулканиты светлорювской толщи, но вмещающими для них породами в основном явились силурийские и девонские терригенные и вулканогенные толщи. Контакты интрузий с вмещающими породами обычно сопровождаются слабыми биотитизацией и окварцеванием, реже в экзоконтакте появляются пироксен-эпидот-амфиболитовые роговики, наблюдались ответвления маломощных апофиз во вмещающие породы. Массивы комплекса имеют форму, близкую к изометричной. Комплекс представлен контрастными по составу породами – от пироксенитов до гранитов, которые обычно находятся в совместном залегании в одном массиве. Весьма условно можно выделить интрузивные тела, в которых преобладают габбро (vJ_2s), и вторую группу с преобладанием сиенитов. Большинство массивов имеет зонально-концентрическое строение. В массивах первой группы центральные их части сложены габбро (очень редко пиро-

ксенитами), постепенно сменяющимися к периферии габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами и сиенитами. В массивах второй группы смена пород от центра к периферии происходит по схеме: сиенит (сиенито-диорит)—кварцевый сиенит—граносиенит—гранит. В редких массивах можно наблюдать полный набор пород от габбро до гранитов. Слагающие массивы породы характеризуются обычно неравновесным составом как темноцветных, так и лейкократовых минералов, частой сменой гипидиоморфной структуры на монцонитовую и наоборот, — кучным распределением темноцветных.

Пестрота петрографического состава пород отражается и в вариациях их петрохимических особенностей. По содержанию кремнезема (50,12—75,8 %) породы охватывают широкий диапазон образований кислого и среднего составов. Большинство пород комплекса принадлежат к весьма высокоглиноземистым, коэффициент глиноземистости колеблется от 2,3 до 3,2, заметно обогащены глиноземом более поздние дифференциаты — граниты и граносиениты, где он поднимается до 6. Наиболее характерные породы комплекса — габбро, диориты, сиениты и кварцевые сиениты — близки по химизму к средним типам соответствующих пород по Р. Дэли, отличаясь от последних общей повышенной щелочностью (8,5—9, иногда 11), глиноземистостью и пониженной известковистостью. В подавляющем большинстве пород шежляевского комплекса отношение калия к натрию равно либо близко к 1 и возрастает с увеличением содержаний SiO_2 , т. е. в более поздних лейкократовых разностях. В таком же порядке происходит снижение содержаний кальция и суммарного железа. По соотношению содержаний суммы щелочей и кремнезема породы шежляевского комплекса относятся к субщелочной серии. Эволюция химического состава выражается в постепенном переходе от пород недосыщенных кремнеземом, бедных щелочами, содержащими нормативный оливин, к породам, пересыщенным SiO_2 , богатым щелочами с нормативными кварцем и гиперстеном.

Радиологический возраст массивов, определенный К-Аг методом, колеблется в пределах 98—206 млн лет.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемеловые интрузии

Шайгинский комплекс динамометаморфитов (fK_1s) представлен сланцами (глаукофан-хлоритовыми, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовыми, реже гранат-мусковит-альбит-кварцевыми), кварцитами, милонитами и ультрамилонитами, катаклазитами. Образования комплекса приурочены к зонам дробления северо-восточного простирания в Кривинской подзоне. Сланцы развиты по вулканическому и осадочным породам. Наиболее интенсивный динамометаморфизм проявлен в узких (0,2—0,3 км) и протяженных (до 30 км) зонах стресс-метаморфизма. Наиболее распространены сланцы, обычно полосчатые, волнисто-полосчатые, плейчатые с лепидогранобластовой, порфиробластовой структурами, зеленые (хлоритовые разности), голубоватые (глаукофансодержащие), черно-зеленые (магнетитсодержа-

щие), серые, светло-серые (другие виды сланцев). Они сложены (количественные соотношения минералов варьируют в широких пределах): эпидотом, альбитом, хлоритом, глаукофаном (совместно с актинолитом и тремолитом), кварцем, мусковитом, гранатом, магнетитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, лейкоксеном, гематитом. Катаклазиты представляют собой гетерогранобластовый кварц-полевошпатовый агрегат с порфиробластами полевого шпата или хлорит-эпидот-соссюритовый агрегат. Милониты, бластомилониты – породы очковой, полосчатой, сланцеватой, иногда псевдофлюидалной текстуры, полевошпатового, хлорит-эпидот-альбитового тонкополосчатого агрегата с обломками плагиоклазов, калишпата, роговой обманки. Ультрамилониты – тонколинзовидно-тонковолнистополосчатые породы с псевдофлюидалной, ультрамилонитовой структурой. Основная масса стекловатая с порфиробластами альбита, ортоклаза, роговой обманки. По химическому составу гранат-мусковит-альбит-кварцевые сланцы относятся к классу пелитовых метаморфических пород и сопоставляются с осадочными юрскими породами, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые, глаукофан-хлоритовые и хлорит-магнетитовые – к классу основных магматитов и близки к составам базальтоидов вангинской толщи. Термобарометрические условия формирования минеральных ассоциаций комплекса: температура 360–420°, давление 0,3–0,6 кбар (глаукофановых сланцев, соответственно 280° и 7,5 кбар), что соответствует зеленосланцевой или глаукофансланцевой фациям метаморфизма. Зоны динамосланцев, милонитов и катаклазитов обогащены золотом. В сланцах, линзочках и полосках кварца содержания Au достигают промышленных концентраций.

Возраст комплекса раннемеловой (скорее всего берриасский) на основании того, что наиболее молодыми породами, подвергшимися зеленосланцевым изменениям, являются песчаники и алевролиты позднеюрской синегорской толщи.

На побережье Японского моря выходы Шайгинского комплекса развиты в интервале береговой полосы от мыса Поворотный до мыса Островной. В береговой линии обнажения комплекса невелики (не более 2 км), вследствие этого в магнитном поле не выражены и, очевидно, на акваторию распространены не более первых километров.

Татибинский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma K_1 t$) распространен ограниченно и представлен батолитоподобной Врангелевской интрузией в Кривинской подзоне Центральной СФЗ. Коллизионные гранитоиды Врангелевского массива (площадь около 200 км²) прорывают сергеевские мегабброиды и позднеюрские отложения, пространственно связаны с Кривинским и Центральным разломами. Более 70 % общей площади массива сложено биотитовыми равномернотернистыми лейкократовыми гранитами.

По петрохимическим характеристикам гранитоиды татибинского комплекса относятся к калиево-натриевому и калиевому рядам, причем наиболее калиевыми ($n = 0,5–0,8$) являются лейкократовые граниты, а наименее – гранодиориты ($n = 0,8–1$). Общая железистость пород постепенно возрастает от гранодиоритов до лейкогранитов (от 50 до 80 %) при постоянно низкой степени окисленности железа (30 %). В таком же порядке возрастает железистость биотитов: в гранодиоритах-адамеллитах – 45–60 %, в

порфиroidных гранитах — 70–85 %, в лейкогранитах — 80–98 %. Одновременно с железистостью незначительно возрастает глиноземистость биотитов. Аналогичные закономерности изменения химического состава отмечаются и в отношении роговой обманки. Это свидетельствует о поэтапном снижении температур кристаллизации и относительном снижении активности щелочей. Значительное увеличение железистости при сравнительно низком давлении явилось основной причиной появления гранатов в конечных членах дифференциального ряда пород татибинского комплекса, что подтверждается очень высокой железистостью гранатов, достигающей до 95–97 %.

Геологические данные о возрасте татибинских интрузий следующие: они прорывают отложения древнее среднего Альба, и некоторые массивы перекрываются вулканитами приморской серии и синанчинской свиты. Таким образом, возраст комплекса принимается позднеальбским.

Абсолютный возраст пород комплекса колеблется в широчайших пределах: от 43 до 140 млн лет, наибольшее количество проб дают значения в интервале 100–110 млн лет.

Успенский комплекс гранитовый ($\gamma K_1 u$) развит в южной и юго-восточной частях Сергеевской зоны и Кривинской подзоны, где расположены наиболее крупные массивы комплекса: Успенский, Водопадный, Беневской.

Успенский массив (петротип комплекса) имеет в плане линейно вытянутую в северо-восточном направлении на 40 км форму, площадь около 350 км², в разрезе — вид пластины мощностью до 4 км, полого погружающейся к югу. Массив прорывает позднеюрские отложения и тектониты шайгинского комплекса. Контакты активные с множеством апофиз. Кровля массива плоская, осложнена рядом продольных разрывов. К зонам этих разрывов приурочены провесы кровли. В эндоконтактах и в обрамлении провесов развиты гибридные слюдястые граниты. В экзоконтактах развиты кордиеритовые роговики (ширина ореола 2,5 км), скарнированные и грейзенизированные породы. Для всех пород массива характерна такситовость, субпараллельная длинной оси массива, и большое количество шлировидных автолитов диоритового состава. Центральная и восточная части интрузии сложены порфиroidными мелагранитами и гранитами с очень крупными порфиroidными выделениями плагиоклаза, реже калишпата. В западной части массива преобладают средне- и крупнозернистые лейкократовые гранат-биотитовые граниты, они же слагают эндоконтактовую зону вдоль северо-западной границы массива. Крайняя юго-западная часть интрузии сложена гранат-двуслюдяными гранитами.

Другие массивы комплекса сложены в основном биотитовыми, аляскитовыми, порфиroidными гранитами, а лейкограниты образуют мелкие тела в эндоконтакте интрузий. В лейкогранитах Огневского массива в заметных количествах присутствуют гранат (1–2 %) и мусковит (до 10 %). Типичными аксессуориями этих гранитов являются: циркон и монацит, встречающиеся постоянно в высоких весовых (циркон до 340 г/т, монацит до 58 г/т) количествах. Из группы рудных аксессуариев характерен магнетит (до 2500 г/т). В прикровельной части Беневского массива постоянен касситерит (до 3 г/т), в эндоконтактах — флюорит (до 36 г/т), а на более низких уровнях эрозионного среза эпизодически присутствуют знаки зо-

лота. Все породы высокоглиноземисты и весьма высокоглиноземисты, принадлежат к калиево-натриевой серии. Общий щелочной потенциал (4,2–10,05 %) обусловлен преобладанием калия над натрием. Коэффициент окисленности железа низкий (0,02–0,96), что свидетельствует о дефиците кислорода при кристаллизации расплавов. Анализ распределения содержащих элементов-примесей показывает, что для гранитоидов характерна комплексная рудная специализация: оловянно-вольфрамовая, золото-серебряная и олово-полиметаллическая.

Гранитоиды успенского комплекса прорывают сергеевские габброиды, отложения синегорской и киевской толщ поздней юры и раннемеловые тектониты шайгинского комплекса и перекрываются вулканитами богопольской свиты маастрихт-дания. Спектр полученных по минералам и валовому составу пород калий-аргоновых датировок широк: 50–307 млн лет. Успенский комплекс параллелизуется с татибинским, и его возраст принимается как позднеальбский это подтверждается и полученной U-Pb датировкой по цирконам $102,6 \pm 2,7$ млн лет, СКВО 1,17.

Успенский комплекс в прибрежной зоне широко развит на участке мыс Поворотный–мыс Островной, где крупный Успенский массив продолжается с суши на акваторию в интервале береговой линии около 35 км.

В магнитном поле Успенский массив характеризуется как немагнитный, обуславливающим спокойный отрицательный уровень с изменениями величин в пределах от нуля до –50 нТл. От береговой линии массив неразрывно продолжается на материковый склон вплоть до его подножия.

Позднемеловые интрузии

Улунгинский комплекс габбро-диорит-гранитовый ($\gamma\delta K_2 ul_2$) объединяет группу интрузий, расположенных в тыловой, перивулканической зоне Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса среди более древних терригенных толщ. Интрузии комплекса, образующие более или менее отчетливые линейные магматогенные зоны, трассируют глубокие расколы земной коры в Партизанской и Восточной зонах. Площадные размеры интрузий улунгинского комплекса ограничиваются первыми десятками квадратных километров. По форме это штоки и дайкообразные тела с крутыми контактами, часто осложненными разрывами. Большинство массивов сопровождается роями даек того же состава, что и материнская интрузия, и ориентированными вдоль зоны вмещающего разрыва. Интрузии значительных размеров обычно формируют купольные структуры.

Петрографический состав пород комплекса обнаруживает очень широкие колебания – от габбро до субщелочных лейкогранитов. В его составе выделяются две фазы: первая – оливиновое габбро, пироксен-амфиболовое габбро, габбродиориты ($\nu K_2 ul_1$), диориты и кварцевые диориты ($\delta K_2 ul_1$), кварцевые монцититы, монцитодиориты, сиениты, вторая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta K_2 ul_2$), амфибол-биотитовые граниты, лейкограниты.

Крупный Аратский массив представляет собой овальный в плане шток, который на глубине соединяется с расположенным севернее таким же крупным Березовским массивом, имеющим идентичное строение. Оба

массива имеют грубоконцентрическое строение, в центральных частях развиты крупно- и среднезернистые двупироксеновые и пироксен-амфиболовые монцитониты, кварцевые монцитониты, переходящие к краевым частям в кварцевые монцодиориты. Та же зональность наблюдается от глубоких горизонтов массива к кровле, остатки которой имеются в центре Березовского массива. Большая часть интрузий сложена монцитонитами, кварцевыми монцитонитами, умеренно-щелочными кварцевыми диоритами, кварцевыми микромонцодиоритами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, связанными между собой постепенными переходами. В составе Араратского массива встречаются габбро-диориты.

Особенности строения и геологическая позиция комплекса позволяют сопоставлять его с комплексами диорит-гранодиоритовой формации. От типичных представителей диорит-гранодиоритовой формации комплекс отличается более широким распространением пород монцитонитоидного типа, что сближает некоторые интрузии с комплексами монцитонит-сиенитовой формации, являющейся латеральным аналогом диорит-гранодиоритовой.

Сеноман-туронский возраст улунгинских интрузий определяется на основании их активных контактов с вулканитами синанчинской свиты (массивы Победа и др.), с одной стороны, и перекрытием некоторых массивов кислыми вулканитами приморской серии). Геохронологические датировки возраста (K-Ar метод) колеблются от 80 до 113 млн лет, наиболее часто 88–100 млн лет.

Ольгинский комплекс гранитовый распространен вдоль побережья Японского моря, в пределах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, а также в Центральной, Прибрежной и Восточной зонах. Гранитоиды ольгинского комплекса отличаются от сходных пород татибинского комплекса отчетливой и повсеместной повышенной намагниченностью, благодаря чему хорошо фиксируются в магнитном поле. Ольгинские гранитоиды обнаруживают тесную петрохимическую, геохимическую, структурную, одним словом, генетическую связь с вулканитами приморской серии, образуя сложную вулcano-плутоническую ассоциацию, в которой плутонические породы по времени являются завершающими.

Интрузивные массивы ольгинского комплекса имеют форму крупных пластовых тел, залегающих верхней частью среди кислых вулканитов приморской серии, а нижней — среди подстилающих вулканиты складчатых терригенных отложений фундамента. Контакты массивов с вулканитами большей частью пологие, вплоть до горизонтальных, наклоненные в сторону от интрузий, т. е. фиксируют в общем полого-куполообразную или линзовидную форму кровли массивов. Крутые контакты с вулканитами характерны для небольших по размерам тел, которые обычно являются штокообразными сателлитами более крупных тел, расположенных глубже. Контакты интрузивных массивов с отложениями фундамента, как правило, очень крутые или вертикальные.

Мощность или толщина пластовых залежей ольгинских гранитоидов по самым оптимистическим подсчетам вряд ли превышала 2 км. Все массивы практически никак не выделяются аномалиями гравитационного поля, хотя слагающие их породы имеют значительный дефицит плотности по отношению к породам складчатого фундамента ($0,1-0,15 \text{ г/см}^3$). Вален-

тиновский массив, по мнению М. И. Дедова, имеет мощность порядка 500 м и практически полностью вскрыт в береговых обрывах Японского моря. Во внутренних частях Владимирского массива, в пониженных частях рельефа отмечены крупные блоки складчатых терригенных пород. Если считать их подошвой массива, то его мощность оценивается в 700–900 м. Размеры интрузий комплекса варьируют в широких пределах: от массивов площадью в сотни квадратных километров (Владимировская, Ольгинская, Валентиновская интрузии) до небольших штоков и дайковых тел. Большие интрузии сложнопостроенные, обычно двухфазные: первая фаза – диориты, вторая фаза – граниты (γK_2O_2) и гранодиориты ($\gamma\delta K_2O_2$). Редко эти интрузии состоят из гранитов. Обычно они приурочены к относительно приподнятым блокам земной коры – вулканотектоническим горстам и интрузивно-купольным структурам. Песчано-глинистые породы у контактов массивов превращены в биотитовые и турмалин-биотитовые роговики, в вулканогенных породах интенсивно проявлены процессы биотитизации и калишпатизации. Ширина зоны контактово измененных пород достигает 500–1000 м. Для пород интрузий характерны полнокристаллические, равнозернистые или порфириовидные структуры; значительное количество автолитов, которые иногда группируются в зоны и полосы. Наряду с нормальными породами в составе гранитных массивов обычны породы, имеющие признаки гибридизма. В подобных разностях увеличивается относительное количество основного плагиоклаза и цветных минералов (биотита или роговой обманки). Кристаллы основного плагиоклаза часто резорбированы более кислым плагиоклазом. Цветные минералы располагаются кучно, ассоциируясь с магнетитом и апатитом.

Небольшие интрузии (до 1–5 км в поперечнике) отличаются однородным строением: обычно они сложены гранитами, аляскитовыми гранитами или гранит-порфирами. Наряду со штоками с крутыми контактами наблюдаются массивы причудливой формы, лакколиты, дайки, кольцевые интрузии. В структурном отношении такие интрузии приурочены к вулканотектоническим депрессиям и кальдерам проседания, располагаясь либо в зонах кальдерных обрамлений, либо внутри вулканотектонической структуры, в последнем случае интрузивные тела занимают центральную околожерловую часть вулканической постройки. Породы мелких интрузий отличаются большой пестротой текстур и структур, среди которых резко преобладают порфиоровые. Весьма характерны также микрографические структуры. Довольно часто наблюдаются постепенные переходы от полнокристаллических структур в центральных частях к структурам, характерным для субвулканических и эффузивных образований – фельзитовой, сферолитовой и др., что позволяет предполагать наличие непосредственной связи интрузий с вулканистами. Из текстурных особенностей следует отметить широкое развитие миароловых пустот и гнезд пегматоидного строения и наличие в эндоконтакте некоторых тел слабой полосчатости, параллельной границе массива. В некоторых случаях в эндоконтакте интрузий наблюдалась весьма своеобразная эруптивная брекчия. Существование родственной связи между интрузиями и экструзиями подтверждается сходством петрохимических, минералогических, структурных и текстурных особенностей пород, наблюдениями непосредственного перехода лавовых

пород экструзий в интрузивные, а также приуроченностью субвулканических тел и интрузивных массивов к одним и тем же структурным элементам вулканических построек и вулcano-тектонических структур.

Диориты первой фазы нигде не образуют сколь-нибудь значительных по размеру тел, всегда приурочены к краевым частям массивов и обычно не выражаются в масштабе карты. Главная особенность интрузивных тел этой фазы — сильно изменчивый неоднородный состав. Практически в каждом массиве можно наблюдать всю гамму пород — от габбро-диоритов (иногда габбро) до гранодиоритов и монцогранодиоритов со всеми мельчайшими петрографическими оттенками. К этому же следует добавить широкие вариации зернистости и структур.

Гранитоиды ольгинского комплекса образуют непрерывный ряд дифференциатов от диоритов до лейкогранитов, относятся к калиево-натриевому или натриевому типу с повышенной железистостью. Некоторые гранитоиды отличаются повышенной известковистостью, а в самых северных массивах преобладают субщелочные гранитоиды существенно калиевого типа. Петрографический состав комплекса, особенности строения массивов и тесная связь интрузий с вулканитами риолитовой формации позволяют сопоставлять его с лейкогранитовой формацией (Масайтис и др., 1979), от которой он отличается большим распространением пород пониженной кислотности с содержанием кремнезема менее 70 %.

Возраст интрузий определяется их активными контактами с вулканитами приморской серии (сантон—кампан), что наблюдалось практически во всех массивах и во многих местах, и сравнительно немногочисленными наблюдениями перекрытия ольгинских гранитоидов вулканитами маастрихт-датского возраста (самаргинская, левособолевская и богопольская свиты), что установлено для Владимирского и некоторых других массивов. Радиологический возраст интрузий (K-Ag метод) колеблется в пределах 96—34 млн лет. Определение возраста по цирконам (U-Pb метод) дало следующие результаты: граниты Валентиновского массива $79 \pm 0,75$ млн лет, СКВО 0,089; граниты Владимирского массива $67,9 \pm 1,3$ млн лет, СКВО 0,00019 (определение ВСЕГЕИ, 2006 г.), что позволяет уверенно считать возраст ольгинского комплекса маастрихт-кампанским.

Дальнегорский комплекс гранит-гранодиорит-диоритовый ($\gamma K_2 dg$) представлен частью интрузивного массива (площадью 40 км²), расположенного на границе со смежным северным листом, в пределах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, в центре вулканической постройки, сложенной вулканитами сияновской и богопольской свит и ограниченной кальдерными разломами. Преобладающими породами комплекса являются диориты и гранодиориты, гораздо реже встречаются габбро, габбродиориты и граниты.

Обращает на себя внимание практически одинаковое количество щелочей в породах с резко различным содержанием кремнезема. Натрий почти всегда превалирует над калием, и только в наиболее кислых разностях щелочи находятся приблизительно в равных количествах. Среднеосновные породы отличаются высоким содержанием глинозема и железа преимущественно в окисной форме. Из геохимических особенностей изверженных пород комплекса отмечается обогащенность их серебром, свинцом,

висмутом, молибденом и хронический дефицит элементов фемического профиля (кобальта, никеля, хрома, марганца).

Маастрихтский возраст комплекса определяется на основании следующих данных: они прорывают вулканы самаргинской свиты, не обнаружены среди кислых вулканитов богопольской свиты и перекрываются молодыми базальтоидами, включая кузнецовскую свиту (палеоцен—эоцен). Радиологический возраст (К-Аг метод) — 63–71 млн лет, (U-Pb по цирконам, ВСЕГЕИ, 2006 г.) — $60,45 \pm 0,65$ млн лет, СКВО 0,97.

Витязевский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta K_2U$) выявлен на подводной возвышенности Витязь. Представлен гранодиоритами и диоритами. В магнитном поле не проявлен.

На юго-западном склоне возвышенности Витязя (в северо-восточной части площади), в интервале глубин 2500–2200 м подняты гранодиориты и диориты, которые слагают небольшое интрузивное тело в пределах толщи метаморфических пород среднепалеозойского возраста.

Гранодиориты представлены среднезернистыми порфиоровидными биотит-роговообманковыми разностями. Порфиоровые выделения сложены зональным плагиоклазом—андезином (An_{32-38}), основная масса — плагиоклазом (30–35 %), кварцем (25–30 %), темноцветными: биотитом и роговой обманкой до 35 % и калиевым полевым шпатом до 3 %. Акцессорные — апатит, циркон, рудный минерал. Кварцевые диориты аналогичны гранодиоритам, отличаясь от них наличием участков с гранофировой структурой, меньшим содержанием кварца и более основным плагиоклазом—лабрадором.

Интрузивные породы возвышенности Витязя относятся к гипабисальным гранитоидам андезитового ряда. Позднемеловой их возраст определяется радиоизотопными данными.

Нерасчлененный гранитоидный комплекс (γK_2). Граниты этого возраста установлены на шельфе и материковом склоне Приморья и на подводной возвышенности Первенца, в результате морских геолого-геофизических работ.

Интерпретация гравиметрических и магнитометрических данных позволила проследить продолжение многочисленных интрузивных тел, развитых в прибрежной зоне Приморья, в пределы акватории Японского моря. Было показано (Безверхний и др., 1977), что глубина залегания верхней границы большинства массивов примерно совпадает с глубиной залегания акустического фундамента, а нижняя отмечается на глубине около 2 км, т. е. по форме они представляют собой лакколиты.

Гранитоидные породы в пределах шельфа и материкового склона распространены довольно широко, занимая площадь, во много раз превышающую их береговые выходы. Однако для изучения доступны гранитоиды, развитые на материковом склоне Юго-Восточного Приморья, центральной части залива Петра Великого и банки Зубр [75].

На материковом склоне Юго-Восточного Приморья, в 20 км к югу от мыса Поворотный и в 40 км к юго-западу от устья р. Киевка на продолжении массивов Успенского и мыса Поворотный было драгировано большое количество глыб, обломков и щебня гранитов. Граниты слагают крупный массив, который срезается поверхностью материкового склона, последовательно обнажаясь на глубине от 2200 до 550 м. При этом наблюдается закономерная смена крупнозернистых разностей его внутренних частей мел-

козернистыми и порфиroidными породами в его апикальных участках. По составу среди пород выделяются крупно- и среднезернистые биотитовые и лейкократовые двуполевошпатовые граниты, а также биотитовые мелкозернистые и порфиroidные граниты и гранит-порфиры. Все они, по-видимому, являются фациальными разностями единого магматического тела.

Крупно-среднезернистые лейкократовые граниты с неравномернозернистой гранитной структурой состоят (%) из зерен кварца (25–40), крупных (до 3 мм) зерен калиевого полевого шпата – пертита (40–70), более мелких (1–2 мм) кристаллов плагиоклаза (5–10) двух генераций: крупные пелитизированные кристаллы с мирмектитовыми вростками кварца и идиоморфные таблицы (до 0,5 мм) альбита (An_{6-10}), замещающие калишпат.

Среднезернистые и порфиroidные биотитовые граниты – разноезернистые породы с гранитной структурой, с относительно более крупными (до 2,5 мм) зернами калишпата, образующими порфиroidные выделения в порфиroidных разностях. Порода состоит из плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита. Плагиоклаз двух генераций: таблитчатые кристаллы пелитизированные, серицитизированные, особенно интенсивно в центральных частях зерен, и мелкие (до 0,2 мм) зерна альбита (An_{10}), которые развиваются по краевым частям зерен плагиоклаза первой генерации, образуют пертитовые вростки в калишпате и замещают зерна последнего с образованием мирмектитов. Калиевый полевой шпат – крупные изометричной формы зерна с жилковатыми, ленточными и пятнистыми пертитами распада и замещения, составляющими 24–29 % площади минерала. Кварц – кристаллы размером до 1,2 мм и более мелкие зерна с неровными краями, развивающиеся по трещинам и в стыке зерен других минералов. Биотит – таблитчатые и удлиненные чешуйки (0,1–1,0 мм). Акцессорные – ортит, циркон, апатит, сфен, ильменит, магнетит, торит, монацит, турмалин, ксенотим, сфалерит, пирит, галенит, топаз, флюорит.

Мелкозернистые биотитовые граниты с гипидиоморфнозернистой гранитной структурой состоят из калишпата, плагиоклаза–альбита (An_{10}), кварца и биотита. Акцессорные – ортит, флюорит, апатит, пирит, циркон, топаз, ортит, ильменит, монацит, ксенотим. Биотитовые гранит-порфиры имеют порфиroidную структуру с микропйкилитовой или пегматитовой структурой основной массы. Порфиroidные выделения (до 40 %) представлены альбитизированным калишпатом и олигоклазом (An_{12}), а основная масса состоит из мелких (0,03–0,07 мм) зерен кварца и калиевого полевого шпата.

По химическому составу (табл. 6) среди гранитов выделяются субщелочные разности и лейкограниты. Породы обеих разностей характеризуются высоким содержанием K_2O (3,9–5,6 %) и низким CaO (2,17–0,33 %), причем калий преобладает над натрием и наблюдается закономерное уменьшение отношения Na_2O / K_2O (от 0,87 до 0,55) в процессе накопления SiO_2 . В них отмечается повышенная железистость, что может указывать на их формирование в относительно стабильном участке земной коры в виде лакколита или пластовой интрузии. Это дополнительно подтверждает геофизические данные о лакколитообразной форме интрузивных тел комплекса.

В распределении акцессорных элементов в гранитоидах наблюдается накопление ряда летучих элементов в направлении от центральной части

Таблица 6

Химический состав (% массы) гранитоидов позднемелового комплекса

Компо- ненты	617	617-А	804-2А	800-5	1135-7	803-8	802-1Д	816-1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,85	66,50	68,32	69,24	70,50	71,66	72,96	73,50
TiO ₂	0,45	0,34	0,24	0,36	0,44	0,29	0,16	0,27
Al ₂ O ₃	17,64	16,10	16,13	14,85	14,19	14,34	13,70	12,87
Fe ₂ O ₃	1Д9	1,27	1,41	1Д1	1,04	1,20	1,59	0,91
FeO	1,46	2,49	2,12	2,14	1,80	2,70	1,58	1,94
MnO	0,04	0,08	0,07	0,11	0,05	0,09	0,05	0,05
MgO	0,94	0,88	0,33	1,19	0,24	0,67	0,31	0,33
CaO	2,92	3,08	1,47	2,17	0,90	1,34	0,76	0,82
Na ₂ O	4,67	4,33	5,00	3,36	4,90	3,90	3,30	3,85
K ₂ O	4,25	4,00	4,66	3,90	4,77	3,40	5,10	5,00
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,08	0,08	0,18	0,07	0,05	0,06
п.п.п.	0,90	0,14	0,84	0,94	0,87	1,15	0,51	0,06
Сумма	99,50	99,92	100,67	99,45	99,88	99,81	100,07	100,20

массива (глубина 2200–2000 м) к его апикальным участкам (глубина 550 м). В частности в этом направлении в гранитах повышается среднее содержание (г/т) рубидия – 147–260, ниобия – 13–17, олова – 6–14 и понижается (г/т) концентрация стронция – 227–11, иттрия – 27–22, циркония – 148–65, бария – 599–40, кобальта – 7–2, никеля – 29–15, хрома – 34–13, ванадия – 19–13, цинка – 71–22 (табл. 7).

Петрохимические особенности, содержание и распределение акцессорных элементов позволяет отнести граниты материкового склона Юго-Восточного Приморья к палингенным плюмазитовым гранитам, обогащенным летучими и образованными при низкой температуре (550–650 °С) в гипабиссальных условиях [75]. Сравнение петрохимических характеристик рассматриваемых гранитоидов с гранитоидами, распространенными в пределах прилегающей суши (массивы Успенский, мыса Поворотного, бухты Юзгоу, Судзухинский), показывает, что к ним наиболее близки породы массива Судзухинский (Заповедный).

Граниты массива перекрыты палеогеновыми вулканитами кузнецовской свиты и миоценовыми отложениями валентиновской свиты. Время их внедрения, по данным радиоизотопного определения возраста калий-аргоновым методом, соответствует позднему мелу, что согласуется с возрастными гранитоидов других массивов, развитых на побережье Японского моря (табл. 5).

На материковом склоне центральной части залива Петра Великого в пределах нижней части материкового склона подняты глыбы, обломки и щебень гранитоидов. Они характеризуют интрузивное тело, обнажающееся в нижних

Продолжение табл. 6

Компо- ненты	850	1076	802-1Б	1132-8	1126-5	816-А	801-2	804-4А
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	73,62	73,80	74,52	74,80	75,44	75,78	75,92	76,20
TiO ₂	0,10	0,36	0,20	0,20	0,16	0,18	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	13,00	13,67	12,70	12,12	12,38	12,25	12,75	12,47
Fe ₂ O ₃	0,28	0,87	1,09	0,50	0,16	1,30	0,34	0,32
FeO	3,24	0,97	1,62	1,80	1,40	1,42	1,24	1,48
MnO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04
MgO	0,14	0,10	0,27	0,10	0,20	0,29	0,19	0,24
CaO	0,33	0,62	0,76	0,42	0,42	0,54	0,40	0,34
Na ₂ O	3,00	4,77	3,40	4,33	4,33	4,30	3,50	3,40
K ₂ O	5,50	3,50	5,30	4,60	4,80	3,33	5,63	5,60
P ₂ O ₅	0,035	0,11	0,08	0,04	0,11	0,05	0,04	0,01
п.п.п.	0,59	0,74	0,33	0,45	0,35	0,69	0,43	0,21
Сумма	99,88	99,55	100,34	99,40	99,81	100,13	100,65	100,35

частях двух каньонообразных долин, отстоящих друг от друга на 10 км. Гранитоиды первой долины охарактеризованы четырьмя станциями драгирования в интервале глубин 1600–1000 м; второй – одной (1900–1800 м).

Массив сложен лейкократовыми и роговообманковыми гранитами, гранит-порфирами.

Роговообманковые граниты – розовые, розовато-серые породы с гранитной структурой, состоящие (%): из плагиоклаза–олигоклаза (An_{25–27}) – до 50, кварца (25–30), калишпата (20–25), роговой обманки (5) и акцессорных минералов: апатита, циркона.

Роговообманковые гранит-порфиры – породы с порфировой структурой и гранофировой структурой основной массы. Порфировые выделения составляют 30–35 % объема породы. Они представлены зернами плагиоклаза–олигоклаза (An_{25–28}), составляющими до 40 % от всего количества включений, кварцем в виде округлых зерен размером до 1 мм (до 30 %); зернами калишпата (до 20 %); кристаллами хлоритизированной роговой обманки. Основная масса состоит из мелких зерен кварца и калишпата. Лейкократовые граниты – розовые, розовато-серые катаклазированные среднезернистые породы с гранитной структурой, состоящие из калишпата (20–50 %) с ленточными пертитами распада до 30 % площади минерала, плагиоклаза–олигоклаза (An_{12–15}) в количестве 20–40 %, кварца (25–40 %), апатита, циркона, сфена. Лейкократовые граниты, поднятые на станции 1076, отличаются более крупнозернистой структурой и большей степенью катаклаза.

Компоненты	801-В	1729-1А	1728-1	1728-1А	1728
	17	18	19	20	21
SiO ₂	76,24	59,39	60,17	60,63	60,78
TiO ₂	0,13	0,72	0,66	0,61	0,55
Al ₂ O ₃	11,90	17,15	16,62	16,58	17,06
Fe ₂ O ₃	0,36	6,73	7,06	7,41	6,18
FeO	2,34	—	—	—	—
MnO	0,04	0,07	0,12	0,08	0,07
MgO	0,14	3,19	1,99	2,73	2,61
CaO	0,40	5,18	5,33	3,80	4,05
Na ₂ O	3,03	3,88	3,18	3,25	3,25
K ₂ O	5,50	2,06	2,43	2,97	3,09
P ₂ O ₅	0,03	—	0,32	—	—
п.п.п.	0,18	1,08	1,44	1,39	1,81
Сумма	100,29	99,50	99,32	99,50	99,50

Примечание. Образцы: 1–2 с банки Зубр; 3, 4, 6–9, 11, 14–17 с материкового склона Юго-Восточного Приморья; 5, 10, 12, 13 с материкового склона залива Петра Великого (полигон 22); 18–21 с возвышенности Витязя (полигон 13); 1–2 – кварцевые сиениты, 3–6 – биотитовые граниты, 7–17 – лейкократовые граниты; 18–21 – кварцевые диориты.

По петрохимическим особенностям, в частности по соотношению кремнезема и суммы щелочей (Na₂O + K₂O) гранитоиды относятся к субщелочным гранитам и лейкогранитам и характеризуются повышенным содержанием титана, калия, натрия и пониженным кальция по отношению к гранитоидам окружающей суши. Они несколько отличаются от разновозрастных гранитов материкового склона Юго-Восточного Приморья, в которых калий преобладает над натрием, в то время как в гранитах материкового склона залива Петра Великого отмечается примерно равное содержание калия и натрия (Na₂O + K₂O = 0,9–1,3), что позволяет отнести их к образованиям калиево-натриевой серии (табл. 6, 4). Они также обеднены рядом литофильных элементов (Rb, Sn, Cu, Pb, В) по сравнению с гранитами Юго-Восточного Приморья. По петрографическим и петрогеохимическим особенностям эти породы можно отнести к палингенным известково-щелочным гранитоидам гипабиссального облика.

Граниты прорывают и метаморфизуют пачку алевролитов, филлитовидных сланцев предположительно юрского возраста и перекрываются среднемиоценовыми отложениями валентиновской свиты. Определение возраста, выполненное калий-аргоновым методом, свидетельствует о поздне-меловом возрасте гранитоидов данного района (табл. 5).

Таблица 7

Содержание микроэлементов (г/т) в позднемеловых гранитоидах

Элемент	800-5	803-8	802-1Д	816	850	804-3А	802-1Б	801-Г	8044А
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	140	150	260	260	150	230	400	250	290
Sr	240	200	65	61	240	15	69	68	7
Y	18	29	22	27	16	12	49	25	31
Zr	138	164	162	151	142	38	233	168	91
Nb	11	13	14	19	16	15	29	18	19
Ba	537	750	327	262	509	47	1203	176	33
La	30	59	63	43	30	20	25	48	26
Ce	34	63	95	65	46	12	21	72	38
Nd	12	25	29	9	19	5	14	19	5
Co	8	4	2	4	8	2	3	3	3
Ni	23	33	15	14	30	10	10	22	19
Cr	40	22	20	20	42	10	8	24	16
V	88	90	45	70	94	21	14	32	4
Sn	7	4	10	4	6	19	13	8	9
Pb	22	55	22	3	18	43	13	30	50
Zn	58	97	55	85	57	57	31	37	22
Cu	29	34	35	40	30	26	36	32	40
B	21	10	8	13	20	19	9	10	10

На банке Зубр, расположенной на шельфе в 14 милях к юго-востоку от о-ва Рикорда и в 19 милях к западу от о-ва Аскольд, драгами и черпаками были подняты угловатые обломки и щебень гранитоидов; водолазами от коренных выходов были отбиты крупные образцы гранитов. Таким образом, можно считать, что банка Зубр, возвышающаяся на 15–20 м над уровнем аккумулятивной равнины, сложена гранитоидами. Среди них выделяются кварцевые сиениты, биотит-роговообманковые, биотитовые, лейкократовые, пегматоидные, аплитовидные граниты и аплиты.

Кварцевые сиениты представлены порфировидными биотит-роговообманковыми разностями с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенными зональными кристаллами плагиоклаз (до 35 %)-андезина (An_{29–32}), калиевым полевым шпатом (30–35 %) в виде крупных, до 3 мм зерен, до 40 % площади которых замещены пертитовым альбитом, кварцем (до 20 %), роговой обманкой (до 10 %), биотитом (2–5 %), рудным минералом (до 2 %) и апатитом.

Элемент	801-В	802-1А	617	1135-7	1076	1132-8	1126-9	1728-1	1728-1А
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Rb	250	380	100	100	60	81	90	100	110
Sr	34	62	560	176	176	94	43	470	430
Y	32	55	19	29	29	27	23	32	—
Zr	119	178	214	218	160	174	156	103	101
Nb	16	23	14	37	20	30	18	2	11
Ba	138	853	773	665	697	517	216	748	648
La	45	40	63	39	101	40	44	35	32
Ce	56	55	65	60	124	48	66	45	54
Nd	14	24	29	21	32	17	31	40	22
Co	2	3	5	6	5	—	—	13	9
Ni	22	10	14	7	6	—	—	20	27
Cr	13	10	15	22	21	—	—	60	50
V	6	45	109	63	65	—	—	135	180
Sn	4	36	4	.3	3	—	—	3	3
Pb	15	48	17	20	12	—	—	8	10
Zn	35	41	38	50	26	—	—	62	140
Cu	30	42	33	18	18	—	—	34	38
B	16	12	14	5	19	—	—	12	20

Примечание. Анализы на Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Приморгеология», на остальные – в ДВГИ ДВО РАН.

Биотит-роговообманковые граниты – порфировидные среднезернистые породы с гранитной структурой. Они состоят (%) из плагиоклаза (35), калишпата (25–35), кварца (20–25), роговой обманки (3–10), биотита (5–10). Акцес-сорные минералы – апатит, циркон, сфен.

Биотитовые граниты – породы с неравномернозернистой гранитной структурой, сложенные (%) плагиоклазом (35–50) – альбит-олигоклазом (An_{10–17}) и зональным андезином, калишпатам (25–45), кварцем (15–20) и биотитом (5–8).

Лейкократовые граниты отличаются от вышеописанных отсутствием темноцветных минералов и более кислым составом плагиоклаза – кислый олигоклаз; пегматоидные – наличием пегматоидной структуры.

Аплиты – светло-серые, розовато-серые породы мелкозернистой панидоморфной, аплитовой структуры. Они сложены изометричными зер-

нами калиевого полевого шпата (57–62 %), кварца (27–30 %) и кислого плагиоклаза (6–10 %).

По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды банки Зубр относятся к субщелочным палингенным образованиям известково-щелочного типа, которые кристаллизовались при низком давлении порядка 1,1 кбар и высокой температуре – 720 °С, свойственным породам гипабиссальной фации глубинности [75].

На возвышенности Первенца совместно с вулканитами были подняты диориты, граниты и гранит-порфиры. Роговообманковые диориты – среднезернистые породы с диоритовой структурой, сложенные плагиоклазом до 60 %, роговой обманкой до 35 % и акцессорными – апатитом и рудным минералом. Граниты – среднезернистые лейкократовые породы, состоящие из плагиоклаза (An_{15-17}) – 30–35 %, калишпата-пертита (35–40 %), кварца (до 25 %) и биотита. В гранит-порфирах порфиновые выделения (10–15 %) представлены кварцем, андезином (An_{30-33}), а основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, калишпатом и рудным минералом. Осадочные породы и гранитоиды слагают фундамент этой возвышенности. Обломки этих пород, вероятно, были вынесены в виде ксенолитов базальтовыми лавами в процессе формирования вулканических хребтов.

В магнитном поле нерасчлененные позднемеловые интрузивы образуют аномальные зоны сложной структуры, обусловленной высокой дифференциацией значений поля в области положительных значений от нуля до +100 нТл, иногда выше +200 нТл. Высокий уровень и положительный знак магнитного поля интрузивов приморского комплекса объясняется высокой намагниченностью интрузивов, вызванной, по всей видимости, высоким содержанием акцессорного магнетита, содержание которого во Владимировском, Ольгинском, Евстафьевском, Валентиновском и Заповедном массивах достигают 3–6 кг/т [240ф]. В связи с этим интрузивы приморского комплекса четко выделяются на акватории, даже изолированные от побережья.

В западной части залива Петра Великого интрузии представлены семью штоками примерно равных размеров до 8×5 км. Характерной особенностью всех штоков является, во-первых, большая намагниченность, обуславливающая высокие максимумы аномалий (до +420 нТл); во-вторых, наклонное положение витков в северо-западном направлении, что вызвало четкую дипольность аномалий с островершинными максимумами от +330 до +420 нТл и глубокими узкими отрицательными минимумами от –120 до –170 нТл. Позднемеловой возраст штоков определен на основании четкой приуроченности одной из семи аномалий к банке Зубр, расположенной примерно около 40 км западнее о-ва Аскольд и представляющей собой выступ на дне верхнемеловых гранитов.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Палеоценовые интрузии

Якутинский комплекс лейкогранитовый (γP_{1j}) объединяет интрузии лейкократовых гранитов, субщелочных гранитов и гранит-порфиров ($\gamma \pi P_{1j}$),

генетически связанных с кислыми вулканитами маастрихт-датского возраста, поэтому естественна их пространственная приуроченность к полям вулканических пород богопольской свиты Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Якутинские интрузии обнаруживают еще более тесную связь с вулканическими постройками, чем дальнегорские. Они образуют небольшие пластовые залежи среди вулканитов, штоки, закупорившие подводящие каналы вулканов; дайки и трещинные тела, залечивающие кольцевые и радиальные разломы вулcano-тектонических структур. Практически в каждом интрузивном теле эндоконтактные зоны сложены породами субвулканического облика – резкопорфировыми, с плохо раскристаллизованной фельзитовой, сферолитовой или аксиолитовой основной массой, иногда с плохо выраженной флюидалностью. Практически породы эндоконтактных частей не отличимы от экструзивных. Породами лавового облика сложены также апофизы, отходящие от основного тела. Практически все интрузии якутинского комплекса можно относить к категории субинтрузивных с глубиной формирования от нескольких сот метров до непосредственных переходов в экструзии.

По химическому составу в якутинском комплексе преобладают субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты, реже встречаются нормальные граниты и кварцевые сиениты. Все породы относятся к калиевому ряду, обладают повышенной железистостью при низкой и средней окисленности железа. Содержание SiO_2 колеблется от 50 до 70 %, достигая в наиболее кислых разностях 76 %. От средних составов, по Р. Дэли, породы отличаются повышенной щелочностью (6–10,5 %), повышающейся с возрастанием кислотности. Одновременно возрастает степень фракционирования, уменьшаются концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, возрастают железистость и алпаитовость пород. Развитие петрохимических свойств комплекса шло по гомодромной схеме, а дифференциация щелочных свойств по пути увеличения содержания натрия и калия, уменьшения кальция.

Палеоценовый возраст комплекса определяется активными контактами с вулканитами богопольской свиты (маастрихт-палеоцен) и перекрытием некоторых интрузий базальтами кузнецовской свиты (эоцен). Радиологический возраст (К-Аг метод) колеблется в пределах 54–79 млн лет с пиком 58–62 млн лет. Получены современные определения возраста U-Pb методом по цирконам порфировидных гранитов $56,6 \pm 1,2$ млн лет при СКВО 0,24 (определение ВСЕГЕИ, 2007 г.).

Бровничанский комплекс щелочно-гранитовый ($\text{E}\gamma\text{P}_1br$) включает три гипабиссальных однофазных массива: Бровничанский, Сицинский и Лазовский. Все они расположены на правом берегу р. Партизанская, в пределах Партизанско-Яковлевской впадины. Форма массивов в плане изометричная или близкая к ней, площадь в плане достигает 25 км² (Бровничанский массив). Ширина ореолов роговиков 0,5–1 км. Петропитический Бровничанский массив сложен разнозернистыми эгирин-рибекитовыми гранитами. Отдельные небольшие по площади участки его сложены преимущественно рибекитовыми разностями. В восточной части массива распространены порфировидные миароловые, более лейкократовые, граниты. Для массива характерно наличие многочисленных маломощных инъекций аплитового и грорудитового ряда, агрегационные обособления камерных пегматитов,

округлые метасоматически измененные ксенолиты терригенных пород и базальтоидов, неравномерное распределение темноцветных минералов, постоянная смена полнокристаллической структуры порфиroidной.

Эгирин-рибекитовые граниты — серо-розовые мелко- и крупнозернистые массивные, порфиroidные, пегматоидные и миароловые породы с содержанием кварца 15–40 %, калинатрового полевого шпата до 50 %, альбита до 40 %, цветных минералов 3–30 % (рибекит преобладает). В составе аксессуаров преобладают циркон, ксенотим, бастнезит, редко встречаются колумбит, чевкинит. Соотношения петрогенных окислов, суммы щелочей, низкие содержания оксидов кальция и магния определяют принадлежность пород к семействам щелочных гранитов и лейкогранитов. Спектр типоморфных элементов-примесей характеризуется высоким содержанием редких земель (Nb, Zr, La, Ce — до 600, Y — до 900, Zn — до 600 г/т). Характерное автометасоматическое изменение гранитоидов (альбитизация) имеет площадное распространение по периферии Бровничанского массива. Наиболее поздние гидротермальные изменения пород наблюдаются в зонах дробления, проявлены гематитизацией цветных минералов, окварцеванием, выделением флюорита и пирита.

Кроме этих сравнительно крупных массивов, небольшие, не выражающиеся в масштабе карты тела щелочных гранитов обнаружены на мысе Орлова (бух. Валентин). В районе мыса Орлова щелочные граниты образуют два куполообразных выхода размерами 1,0 и 0,3 км в пределах Валентиновского гранитного массива. Углы падения контакта колеблются от 0° в верхней части интрузии до 30–35° по его бокам. Контактный метаморфизм во вмещающих гранодиоритах и гранитах проявился в их слабом ороговиковании и щелочном метасоматозе. Эндоконтактная часть массива (15–20 м) сложена порфиroidными разностями гранитов, которые сменяются средне- крупнозернистыми. Вблизи контакта в щелочных гранитах отмечаются жилы (2–5 м) кварц-полевошпатовых пегматитов с крупными (до 10 см) кристаллами фойялита.

Химический состав щелочных гранитов не отличается от состава аналогичных пород других регионов. Они характеризуются повышенным содержанием суммы щелочей (больше 8,2 %), наличием темноцветного щелочного минерала (рибекита), низкими содержаниями кальция и магния. Для гранитов характерны повышенные содержания ниобия, циркония, иттрия, стронция, тория, молибдена и других элементов.

Палеоценовый возраст гранитов комплекса обосновывается их активными контактами с вулканитами богопольской свиты. Радиологический возраст (K-Ar метод) колеблется от 46 до 75 млн лет [118, 243].

ТЕКТОНИКА

В тектоническом положении изученная площадь представляет собой япономорский фрагмент переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном, в строении которого участвуют структуры с континентальным и океаническим типом земной коры. Континентальное обрамление Японского моря совместно с шельфом характеризуется континентальной корой, мощность которой оценивается в 30 км, при этом мощность верхней коры («гранитный слой») составляет около 16 км, а нижней коры («базальтовый слой») – около 12 км [2]. По направлению к материковому склону мощность коры постепенно сокращается до 26 км. Японское море представляет собой блоковую систему, состоящую (в пределах площади листа К-(52), 53) из Центральной глубоководной котловины, в западной части которой развита субокеаническая кора мощностью 10–11,0 км, а в восточной – океаническая мощностью 8,0 км, и подводных возвышенностей с редуцированной континентальной корой, которая под возвышенностью Ямато составляет 26 км, Первенца – 20 км, Богорова – 17 км.

СТРУКТУРЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

Континентальная часть листа включает различные по геодинамическому режиму, возрасту, формационному наполнению и рангу структурные подразделения: Ханкайский массив и Сихотэ-Алинскую складчатую систему, входящие в Амурскую складчатую область, окраинно-континентальные вулканические пояса и зоны, континентальные впадины, покровы платобазальтов, а также шельфовый плитный комплекс.

Ханкайский массив

Ханкайский массив представляет собой сложное гетерогенное сооружение, существенно блоковое [14], в которое объединены блоки докембрийского кристаллического фундамента, разделенные структурами деформированного чехла, сложенными раннепалеозойскими формациями. В пределах листа К-(52), 53 выделяются Вознесенская и Сергеевская зоны.

Сергеевская зона (54)* расположена в южной части массива в бассейне р. Партизанка, с востока она ограничена Кривинским разломом, с запада — Партизанским, на севере по серии разломов граничит с Партизанской зоной, на юге зона выходит на мелководье япономорского шельфа, где перекрывается чехлом неогеновых отложений. Сергеевская зона соответствует геодинамическому комплексу (ГДК) протерозойского кристаллического фундамента, включающего габбро-гнейсовый, сланцево-гнейсовый, гранито-гнейсовый структурно-вещественные комплексы (СВК), выделенный на тектонической схеме. В составе зоны резко преобладают раннепротерозойские метаморфиты гнейсо-габброидного сергеевского комплекса, среди которых сохранились редкие останцы вмещающих их сланцев и гнейсов авдокимовской толщи. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций. Элементы полосчатости и разгнейсования ориентированы в северо-восточном направлении, образуя псевдоскладчатые структуры (синформы и антиформы). Изредка наблюдаются небольшие (5–10 км) мигматит-гнейсовые купола или их дугообразные фрагменты. Многочисленными разрывами северо-восточного направления массив разбит на серию клиновидных блоков. Преобладают разрывы сбросового и взбросо-сдвигового (левый сдвиг) типа, последние часто трансформируются в шарьяжно-надвиговые. Часты зоны милонитов и катаклазитов шириной до 1,5 км, зажатых между тесно сближенными левыми сдвигами. Такие зоны состоят из ромбоэдрических или чечевицеобразных глыб и блоков габброидов авдокимовской толщи, сицинской и чандалазской свит, сцементированных дробленным и перетертным материалом вплоть до ультрамилонитов. Раннепротерозойские метаморфиты прорваны разгнейсованными гранитоидами партизанского и таудеминского комплексов, в которых гнейсовидность имеет то же направление, что и во вмещающих породах.

Вознесенская зона (53) располагается в западной части Ханкайского массива у северной границы листа. Зона отнесена к геодинамическому комплексу активных континентальных окраин, СВК Западно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса и терригенных формаций задугового и преддугового бассейнов [188] (тектоническая схема). Сложена раннекембрийскими терригенно-карбонатными формациями, в которых выделены относительно мелководные отложения Первомайской подзоны. Степень дислоцированности пород высокая, складки линейные, узкие и крутые (до 90°), часто опрокинутые, осложненные надвигами и взбросами. Простираение складок северо-западное на юге зоны и меридиональное на севере.

Ханкайский массив со всех сторон окружен зонами, сложенными формациями, характерными для активных окраин континентов. По своей сути эти зоны представляют краевые части массива, интенсивно переработанные и перекрытые терригенно-вулканогенными формациями, и интродуцированы гранитоидами палеозойских и мезозойских этапов тектоно-магма-

* Здесь и далее приводятся номера тектонических структур в соответствии со схемой тектонического районирования и со схемой корреляции картографируемых подразделений, причем номера структур продолжаются с листов L-52, 53; K-(52), 53 [188].

тической активизации. Кристаллический докембрийский фундамент в этих зонах наблюдается фрагментарно в виде отдельных небольших блоков, но отчетливо фиксируется в гравитационном поле и на сейсморазрезах. В обрамлении Ханкайского массива выделяются Малиновская, Муравьевско-Дунайская и Западно-Приморская зоны. По Л. А. Изосову (2005 г.), по своей геодинамической сути эти зоны представляют две ветви единого Западно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса, окаймляющие с востока и запада Ханкайский массив. В южной части массива выделяется своеобразная Синегорская зона.

Малиновская зона (37) обрамляет Ханкайский массив с востока в пределах листа К-53. Зоне соответствует гранитовый структурно-вещественный комплекс (СВК) коллизионного интрузивного геодинамического комплекса (ГДК). В строении зоны участвуют раннепермская андезит (базальт)-риолитовая формация, позднепермские риолит-андезит- и габбро-гранитовая формации собственно вулканического пояса и ранне-позднепермские терригенные и карбонатно-терригенные формации задугового и преддугового бассейнов. Самыми молодыми являются прибрежно-морские формации пассивных окраин позднего триаса, залегающие на пермских образованиях с размывом, но образующие с ними единые складчатые структуры. Пермские и триасовые толщи смяты в крутые (50–70°) линейные складки северо-восточного простирания, часто расположенные кулисообразно, отличающиеся интенсивной ундуляцией шарниров.

Муравьевско-Дунайская (36) зона располагается южнее Малиновской, являясь практически ее продолжением. Западная ее граница проведена по Западно-Приморскому разлому, на севере она по серии разрывов граничит с Синегорской зоной, восточное ограничение большей частью скрыто под молодыми образованиями, на юге зона выходит на шельф залива Петра Великого и прилегающих акваторий, перекрываясь еще южнее осадочным чехлом шельфового плитного комплекса. В строении зоны участвуют структурно-вещественные комплексы (СВК) нескольких геодинамических комплексов (ГДК): гранито-гнейсовый, габбро-гнейсовый, сланцево-гнейсовый СВК, принадлежащий к ГДК протерозойского кристаллического фундамента; СВК Западно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса и терригенных формаций задугового и преддугового бассейнов геодинамического комплекса активных континентальных окраин; триасовые и юрские терригенные и угленосные СВК, принадлежащие к ГДК пассивных континентальных окраин; кайнозойские песчано-алевролитовый угленосный, молассовый и платобазальтовый СВК, принадлежащие к ГДК внутриконтинентальных рифтов [188]. По составу формационного наполнения эта зона во многом подобна Малиновской, здесь выделяются те же формации вулканического пояса, задугового и преддугового прогибов, но имеются и некоторые отличия. Прибрежно-морские и континентальные угленосные формации пассивной окраины здесь представлены полным разрезом триаса, ранней и средней юры, при этом в этих отложениях обычна примесь вулканогенного материала вплоть до отдельных слоев пепловых туфов и туффинов, т. е. продуктов удаленных вулканических фаций. Складчатость линейная, крутая (50–80°), в мезозойских толщах несколько пологая, северо-восточного или близширотного простирания. Интенсивно проявлена разрывная тектоника.

Образования фундамента, относящиеся к Муравьевско-Дунайской зоне продолжают на мелководье Японского моря, где перекрываются чехлом кайнозойских отложений устьесуйфунской и суйфунской свит, которые уходят под воды Амурского залива и выполняют депрессию меридионального простиранья мощностью до 600 м, по данным НСП.

Западно-Приморская зона (35) находится на западе листа. Как и в двух предыдущих зонах в ее строении участвуют пермские формации Западно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса, преддугового и задугового бассейнов (ГДК активных континентальных окраин), гораздо более мощно проявлен интрузивный магматизм, особенно на юге зоны. Главная особенность зоны — наличие позднепермских вулканитов дацит-андезит-базальтового ряда, раннеюрских вулканитов (андезит-риолитовая формация) и гранитоидов (ГДК вулканических зон). Предполагается, что мезозойские магматические формации напрямую не связаны с Западно-Сихотэалинским поясом, а относятся, вероятно, к формациям внутриконтинентальных магматических зон, широко проявленных на сопредельной территории Китая. Мезозойские толщи не образуют с пермскими совместных складчатых структур, залегают резко несогласно, практически горизонтально на пермских вулканогенных толщах и гранитах рязановского комплекса.

Образования Западно-Приморской зоны имеют продолжение на мелководье шельфа Японского моря, где среднемиоцен-плиоценовые отложения валентиновской и гамовской свит залегают практически горизонтально в едином структурном плане на размытой поверхности палеозойского фундамента. В основании плиоценовых отложений отмечается базальный горизонт валунников, что может свидетельствовать о стратиграфическом несогласии. Отложения чехла выклиниваются по направлению к берегу примерно по изобате 50–70 м.

Синегорская зона (38) заключена между Малиновской и Муравьевско-Дунайской зонами. Ранее высказывалось предположение [243], что эта зона представляет собой недоразвитый рифтогенный прогиб (эмбриональный рифт), заложившийся в раннем палеозое на Ханкайском массиве. Зона сложена девонскими и каменноугольными вулканогенными и интрузивными СВК, принадлежащими к ГДК внутриконтинентальных рифтов [188]. В основании прогиба залегает мощная (до 6 км) толща силурийских пестроцветных молассоидов. Выше разрез последовательно наращивается базальт-риолитовой формацией раннего девона, вулканогенной молассоидной формацией среднего–позднего девона, базальтовой формацией позднего девона, риолитовой формацией раннего карбона и завершается карбонатно-вулканогенной формацией поздней перми. Терригенные отложения в краевых частях зоны смяты в типичные брахиформные складки с углами падения 20–30°, а в центральной части — в линейные крутые преимущественно северо-западного направления, но довольно часты и складки северо-восточного простиранья. Вулканогенные толщи залегают довольно полого.

Партизанская зона (39) окаймляет Сергеевскую с запада и севера, представляет собой неглубоко опущенные блоки Сергеевского массива, перекрытые позднепермскими и мезозойскими вулканогенными, вулканогенно-тер-

ригенными и терригенными формациями (сицинская, чандалазская, ястребовская свиты, ималиновская и монакинская толщи, чигановская и ключевская свиты) (СВК задугового бассейна, ГДК активных континентальных окраин). Внутренняя структура зоны представлена серией северо-восточных антиклинальных и горст-антиклинальных складок с блоками фундамента в ядрах, осложненных разрывами сбросо-сдвигового типа. Наклоны слоев 50–70°. Часто наблюдаются послойные взбросо-сдвиги, сопровождаемые мелкими складками волочения и запрокидыванием слоев на северо-запад. Большинство складок и разрывов ориентировано косо к Партизанскому разлому.

Окраинская зона (40) является практически северным продолжением Партизанской, их разделяет пояс крупных гранитных интрузий ольгинского комплекса. В этой зоне протерозойский фундамент (сергеевские габброиды) опущен, вероятно, еще ниже, чем в Партизанской, и наблюдается лишь в виде небольших тектонических блоков, ограниченных разрывами. Восточной границей зоны является Центральный разлом, с запада серией разрывов она отделена от Самаркинской подзоны Центральной зоны. Сложена СВК задугового бассейна, принадлежащим к ГДК активных континентальных окраин. Формационное наполнение зоны: терригенные формации позднего триаса и раннего мела (ималиновская толща и соколовская свита), терригенно-риолит-базальтовая формация ранней–средней юры (окраинская свита) и пикрит-щелочно-базальтовая формация поздней юры (погская свита). Слои образуют сравнительно пологие (40–50°) линейные, редко брахиформные складки северо-восточного направления. Крылья складок обычно осложнены крутыми разрывами, направление которых согласно с простираемостью складчатости. И складки, и разломы ориентированы под острым углом к Центральному разлому. У западных границ зоны нередко надвиги с наклоном сместителя на юго-восток.

Сихотэ-Алинская складчатая система

Сихотэ-Алинская складчатая система занимает большую часть суши листа К-53. Крупными структурными элементами системы являются Центральная, Восточная и Прибрежная структурно-формационные зоны, представляющие собой крупные тектонические блоки с различным по полноте и возрасту формационным наполнением.

Центральная зона (44) в северо-северо-восточном направлении протягивается через весь лист в его центральной части и уходит далеко на север на территорию листов L-53, M-53. Ее ограничением являются крупные разломы: Центральный, Кривинский и ряд других, менее значимых. В общем виде это зона аккреционно-коллизионного скупивания, отличается особой сложностью строения, обусловленной интенсивной дислоцированностью разновозрастных формаций, широким развитием олистостромовых образований, интенсивным развитием разрывной тектоники. В Центральной зоне выделяются подзоны: Самаркинская (44в) и Кривинская (44е). Все подзоны сложены близкими по формационному составу терригенными, кремнисто-терригенными, преимущественно олистостромовыми отложе-

ниями юры и триаса. Соотношение юрских и триасовых толщ неоднозначно. В южной части зоны средне-позднетриасовой терригенно-базальт-кремнистой формацией сложены разного размера олистоплаки и олистолиты среди средне-позднеюрской олистостромы. В самой южной Кривинской подзоне ранне-среднеюрские терригенно-кремнистые отложения залегают в виде олистоплак в средне-позднеюрской олистостроме. Помимо мезозойских аллохтонных комплексов в составе юрской олистостромы широко развиты шарьяжные пластины и блоки сергеевских метагабброидов, а также пермских кремнисто-базальтовой и перидотит-габбровой формаций (офиолитовый комплекс).

Кривинская подзона сложена структурно-вещественными комплексами нескольких геодинамических комплексов: СВК юрские олистостромовый, алевролит-песчаниковый (ГДК аккреционно-коллизийного сгущивания); СВК раннемеловые гранитовый и гранодиорит-гранитовый (коллизийный интрузивный ГДК); СВК Восточно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса (ГДК активных континентальных окраин). Зона отличается более широким развитием позднеюрских терригенных формаций. Все автохтонные и аллохтонные толщи зоны составляют единый складчатый комплекс, интенсивно дислоцированный, с образованием узких линейных складок с углами падения крыльев 60–90°, часто опрокинутых, с развитием чешуйчато-надвиговых структур. В общем складки ориентированы параллельно простиранию зоны или под острым углом к Центральному разлому.

Образования Кривинской подзоны выходят на побережье Японского моря; по магнитным данным, прослеживаются на шельфе под отложениями гамовской свиты.

Прибрежная зона (45), расположенная в восточной части листа, также представляет собой область аккреционно-коллизийного сгущивания. Большая часть ее перекрыта вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, и формации зоны обнажаются лишь в изолированных тектонических окнах. Фурмановским разломом она отделена от Восточной зоны, а на юге Центральным разломом от Кривинской подзоны Центральной зоны. По возрасту и формационному составу слагающих зону толщ она разделена на западную Дальнегорскую и восточную Щербаковскую подзоны.

Дальнегорская подзона (45а) сложена позднепалеозойскими и мезозойскими карбонатным, кремнистым, олистостромовым и алевролит-песчаниковым СВК (ГДК аккреционно-коллизийного сгущивания); в ее строении принимает участие также СВК Восточно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса (ГДК активных континентальных окраин). Зона характеризуется пестротой слагающих ее формаций. Преобладают позднеюрские флишоидные и олистостромовые образования с крупными олистоплаками средне-позднеюрских кремнисто-терригенных отложений. Здесь же развита позднетриасовая алевролит-песчаниковая со средними вулканическими формациями. В подзоне преобладают узкие крутые линейные складки северо-восточного простирания, часто осложненные надвигами и крутыми левыми сбросо-сдвигами.

Щербаковская подзона (45б) (СВК позднепалеозойские и мезозойские карбонатный, кремнистый, олистостромовый и алевролит-песчаниковый,

ГДК аккреционно-коллизийного сгущения). Зона отличается от предыдущей, во-первых, отсутствием позднеюрских флишеидной и олистостромовой формаций и, во-вторых, наличием в кремнисто-карбонатно-терригенной (с базальтами) формации поздней перми. Подзона отличается интенсивной разрывной тектоникой. Наличие в меловых гранитах крупных ксенолитов кристаллических сланцев и гнейсов, аналогичных метаморфитам Ханкайского массива, позволяет предположить неглубокое залегание кристаллического основания в этой подзоне.

Восточная зона (46), представленная Лужкинской подзоной (46а), занимает незначительную площадь на востоке листа. На западе по серии разрывов, главным из которых является Центральный разлом, граничит с Центральной зоной и Украинской зоной, на востоке Фурмановским разломом отделена от Прибрежной зоны и частично перекрыта вулканитами Восточно-Сихотэалинского пояса. Зона сложена берриас-валанжинскими и готерив-альбскими песчано-алевролитовыми СВК задугового бассейна (ГДК зрелых островных дуг). Лужкинская подзона (46а) сложена морскими песчано-алевролитовыми отложениями с редкими горизонтами кремнисто-глинистых и грубообломочных пород на разных уровнях и очень редкими проявлениями базальтового вулканизма. Местами, преимущественно в верхней части раннемелового разреза, наблюдается флишеидное переслаивание и признаки подводно-оползневого взмучивания. Вероятно, эта подзона представляла собой задуговой турбидитовый бассейн. Толщи смяты в крутые линейные складки, часто изоклиналильные или опрокинутые, осложненные сдвиго-надвиговыми разрывами. В центре подзоны простирается складок северо-восточное, вблизи Центрального разлома сменяется на субмеридиональное. В близширотном блоке к востоку от Хорско-Тормасинской подзоны наблюдается аномальная для Восточной зоны складчатость с широким развитием пологих брахиформных структур и субширотным и северо-западным простираем складок.

Украинно-континентальные вулканические структуры

Восточно-Сихотэалинский вулканический (вулcano-плутонический) пояс (28) является частью крупнейшего Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса. Возрастной диапазон слагающих его формаций — поздний альб—миоцен. Сложен позднемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми вулканогенными и интрузивными СВК (ГДК активных континентальных окраин). К началу формирования пояса Сихотэ-Алинская складчатая система по сути стала неоплатформой и таким образом пояс является типичной украинно-континентальной вулcano-плутонической структурой, развивавшейся над зоной субдукции. Вулканиты пояса резко несогласно перекрывают складчатые структуры Прибрежной и Восточной зон, но отдельные звенья пояса заходят далеко на запад и залегают на всех более древних образованиях, вплоть до раннепротерозойских. В строении пояса участвуют несколько последовательно сменяющихся формаций: поздний альб—туронские терригенно-андезитовая и габбро-диорит-гранитовая; коньяк-кампанские риолитовая и гранитовая; кампан-маастрихтские дацит-

андезитовая, риолит-дацитовая, риолит-андезитовая и гранит-гранодиорит-диоритовая; маастрихт-датские дацит-риолитовая и лейкогранитовая; палеоцен-эоценовая риолит-базальтовая; эоцен-миоценовая базальтовая. Магматиты образуют специфические структуры: простые или сложные вулканотектонические депрессии, кальдеры проседания, вершинные кальдеры, интрузивно-купольные структуры. Слои вулканитов по периферии отрицательных структур наклонены к их центру под углами 5–20°, залегание пород в центральных частях депрессий и кальдер проседания субгоризонтальное или же слабое периклинальное. Последнее может быть первичным наклоном слоев при формировании вулканического конуса. Палеогеновые и неогеновые вулканиты чаще залегают горизонтально, заполняя грабеннообразные понижения рельефа. Разрывная тектоника пояса представлена преимущественно кольцевыми, дуговыми и радиальными мало-амплитудными разломами.

Сходство пород акустического фундамента, поднятых при драгировании с материкового склона, с породами окружающей суши и аналогичные характеристики геофизических полей и пород шельфа и побережья свидетельствуют о том, что береговые структуры имеют непосредственное продолжение на шельфе и материковом склоне. Это является доказательством того, что область современного шельфа у берегов Приморья развивалась как единое целое со структурами Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. Неогеновые отложения чехла, залегающие на размытой поверхности фундамента шельфа от мелководной его части (60–70 м) до основания материкового склона, протягиваются от устья р. Туманган на западе до возвышенности Витязя на северо-востоке площади. Они представлены однообразными по составу и возрасту морскими отложениями, сформированными в раннемиоцен-плиоценовое время. На прилегающей суше в это время во впадинах и депрессиях накапливались континентальные, зачастую угленосные, толщи, т. е. в неогеновое время шельф и континентальные структуры развивались в различных тектонических режимах.

Непосредственно в прибрежной части зоны и на внутреннем мелководном шельфе развиты тела позднемеловых гранитов. Глубина залегания верхней кромки большинства массивов примерно совпадает с глубиной залегания акустического фундамента, а нижняя кромка расположена на глубине 2 км (Валентиновский массив), т. е. эти массивы по форме представляют собой лакколиты.

Наложённые впадины

В эту группу объединены синклинальные структуры мелового возраста, резко несогласно наложенные на палеозойское обрамление Ханкайского массива. Эти впадины (Партизанско-Яковлевская (34) и Раздольнинская (33) сложены ранне-позднемеловыми угленосными и пестроцветными безугольными СВК (ГДК пассивных континентальных окраин).

Партизанско-Яковлевская впадина (34) является наиболее крупной структурой этого типа. Фундаментом ее являются складчатые структуры Малиновской и Муравьевско-Дунайской зон. Выполнена впадина в основании лагун-

ными песчано-алевролитовыми угленосными отложениями готерив-альба, а в верхней части альб-сеноманской пестроцветной безугольной или слабоугленосной молассой, переходящей в верхах в вулкано-терригенную молассу. Отложения слабо дислоцированы, в прибортовых частях впадины наблюдаются широкие брахискладки с углами наклона 20–30°, ориентированные обычно в севере-северо-восточном направлении, т. е. согласно общему простиранию впадины. В центральных частях структуры наклоны слоев не превышают 10°. На юго-востоке впадины широко проявлены северо-восточные сбросы и сбросо-сдвиги небольшой амплитуды (до 200 м).

Раздольнинская впадина (33) имеет аналогичное строение и такой же характер складчатости. На юго-востоке складки ориентированы в северо-восточном направлении, а на севере — в широтном. Впадина большей частью перекрыта кайнозойскими терригенными отложениями и платобазальтами.

Неотектонические структуры

Рифтогенные неотектонические структуры района принадлежат к Танлу-Охотской системе кайнозойских впадин и платобазальтовых покровов Восточно-Азиатского рифтогенного пояса. Эта система не наследует структуры Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, занимая по отношению к нему кососекущее положение. Формирование рифтогенных структур связано с активизацией в кайнозое разломов, ограничивающих разновозрастные блоки земной коры.

В западной материковой части территории листа К-(52), 53 расположена большая группа впадин (19–24), имеющих сходное строение: это одно- или двусторонние приразломные грабены, выполненные эоцен-миоценовой угленосной и безугольной молассой. Фундамент впадин поперечными разрывами разбит на ряд блоков с разной глубиной погружения. В связи с этим впадины распадаются на отдельные мульды. По бортам впадин слои наклонены под углами 10–20°, реже до 30°, в центральных частях залегают практически горизонтально. Все эти впадины сложены кайнозойскими песчано-алевритовым угленосным, молассовым и платобазальтовым СВК (ГДК внутриконтинентальных рифтов).

Максимальная глубина погружения отдельных блоков фундамента, по геофизическим данным, в некоторых впадинах достигает 1 км. Три самые сложные впадины — Нарвская (25), Краскинская (26) и Славянская (27) — отличаются от других тем, что в них угленосная моласса подстилается и переслаивается с вулканитами базальтовой и риолитовой формаций. По сути эти впадины являются вулкано-тектоническими структурами типа кальдер проседания, в которых терригенное осадконакопление происходило в периоды затишья вулканизма.

Покровы платобазальтов сконцентрированы в двух ареалах: Шуфанском (1в) и Шкотовском (1г) (кайнозойский платобазальтовый СВК, ГДК внутриконтинентальных рифтов). Эти ареалы представляют собой многоканальные щитовые вулканы, сложенные оливиновыми и субщелочными базальтами. Максимальная мощность базальтов в центре структуры достигает 300 м. Потоки базальтов залегают либо горизонтально, либо наклонно

в сторону впадин или понижений рельефа. По долинам рек обычны долин-ные потоки базальтов длиной в десятки километров.

Шельфовый плитный комплекс

Материковые структуры, по геофизическим данным, прослеживаются под кайнозойскими отложениями на шельфе и на материковом склоне. На отдельных участках склона донными пробоотборниками поднимались породы, аналогичные развитым на побережье, поэтому вышеперечисленные структурно-формационные зоны, вероятно, продолжаются до основания материкового склона, как и разделяющие их разломы.

Тем не менее, учитывая очевидное различие в структурной и морфологической позиции между комплексами суши и акватории, значительные (до 0,5–1,5 км) мощности осадочного чехла на шельфе, геологи сочли необходимым выделить шельфовый плитный комплекс (60) и структурно-вещественные комплексы шельфа и континентального склона.

Геодинамический комплекс (ГДК) шельфа сложен в основном неогеновыми биогенными, терригенными, вулканогенными структурно-вещественными комплексами шельфа. Осадочный чехол шельфа представлен отложениями неоген-четвертичного возраста, относящимся в основном к гамовской и валентиновской свитам. Отложения гамовской свиты перекрывают всю зону шельфа, перекрываясь в свою очередь четвертичными отложениями. Границы распространения отложений гамовской свиты приняты как границы шельфового плитного комплекса.

Зона шельфа в фундаменте имеет морские продолжения тектонических структур суши, перекрытые осадочным чехлом значительной мощности (в среднем 200–400 м). В нескольких впадинах внешнего шельфа (в частности в районе залива Петра Великого) мощность осадочного чехла шельфа может достигать 0,5–1,5 км [201].

Континентальный склон

Геодинамический комплекс континентального склона Японского моря протягивается относительно узкой (10–20 км) полосой вдоль внешней границы шельфа поперек всей изученной площади. Морфологически породы комплекса выходят в уступе континентального склона высотой до 2–2,5 км. Уступ частично перекрыт неогеновыми терригенными, биогенными, вулканогенными структурно-вещественными комплексами. В зоне континентального склона осадочный чехол редуцирован; здесь под четвертичными отложениями и непосредственно на морском дне выходят породы фундамента, представленные палеозойско-кайнозойскими гранитоидными, андезитовыми, терригенными СВК континентального склона. Как уже было отмечено выше, континентальный склон Японского моря, так же, как и шельф, в значительной степени сложен морскими продолжениями комплексов суши. В частности на материковом склоне обнажаются терригенные породы, условно отнесенные к абрексской свите (Муравьевско-Дунайская зона чехла Ханкайского массива), и поздне меловые граниты [87, 94].

СТРУКТУРЫ НА СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ, СУБОКЕАНИЧЕСКОЙ, ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

Глубоководная котловина

В пределы листа К-(52), 53, кроме шельфа и материкового склона, входит Центральная глубоководная котловина и подводные поднятия. Подводные поднятия образованы на субконтинентальной коре, имеющей, по геофизическим данным, несколько сокращенный гранитный слой; Центральная глубоководная котловина расположена на субокеанической и океанической коре, лишенной гранитного слоя. Субокеаническая кора распространена на большей части площади Центральной глубоководной котловины, океаническая — лишь в ее восточной части. Субокеаническая кора отличается от океанической в данном случае лишь несколько повышенной мощностью.

Центральная (Японская) глубоководная котловина (62) (ГДК глубоководного ложа). Она представляет собой наклоненную на северо-восток равнину глубиной 3400—3600 м, осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами. Ее сочленение с материковым склоном и возвышенностью Ямато происходит по зонам глубинных разломов — Северо-Япономорскому и Яматинскому.

Рельеф акустического фундамента, по данным непрерывного сейсмопрофилирования [42], характеризуется сложным блоковым строением. В его составе выделяются положительные структуры (блоки) поднятий Первенца, Богорова, Тарасова и др., которые расположены на широких пьедесталах, значительно превышающих по площади сами поднятия. В остальной части котловины имеется ряд депрессий акустического фундамента, разделенных поднятиями фундамента. Депрессиям соответствуют СВК глубоководного ложа, развитые на относительно поднятых и относительно опущенных блоках фундамента. Вдоль материкового склона выделяются несколько депрессий, расположенных на относительно опущенных блоках фундамента. Одна из них, расположенная в северо-восточной части глубоководной котловины, разделяется поднятием Богорова на северо-западную и восточную части, причем восточная часть депрессии имеет в фундаменте океаническую кору. Акустический фундамент обеих депрессий расположен на глубине 5,5—6 км ниже уровня моря. Южнее поднятия Богорова расположена депрессия на относительно опущенном блоке фундамента и также большей частью расположенная на океанической коре. Ее акустический фундамент расположен на глубине 5,5—6 км ниже уровня моря и глубже. В центральной части котловины между поднятиями Первенца, Тарасова и Беляевского выделена Главная депрессия субширотного простирания, которая расположена на субконтинентальной коре. Фундамент Главной депрессии залегает на глубине 4,5—5 км.

Центральная котловина, по-видимому, образовалась в результате блоковых движений на окраине Азиатского континента. Максимальное опускание имело место в восточной части япономорской котловины, где в результате образовалась кора океанического типа (см. схему глубинного строения). Начало образования Япономорской котловины, по мнению ряда

исследователей [144], относится к позднему олигоцену (28 млн лет). Акустический фундамент котловины, по данным бурения, сложен нижнемиоценовыми базальтами с возрастом 23,7–17,1 млн лет.

Фундамент котловины перекрыт осадками, отложение которых началось 15,5–14 млн лет. Мощность осадочного чехла в восточной части Японской котловины составляет 1,75–2,5 км, иногда достигая 2,95 км, а в западной колеблется в пределах 1,75–2,0 км. На значительных площадях осадочный слой подвержен тектоническим деформациям. Причем они захватывают всю толщу вплоть до плейстоценовой поверхности несогласия, что позволяет предполагать завершение интенсивной тектонической активности в котловине к плейстоцену. К этому же времени завершился активный вулканизм на вулканических постройках.

Подводные возвышенности отделены от котловины сбросами, вдоль которых смещены породы акустического фундамента. Они отделяют все поднятия от окружающих их депрессий.

Поднятие Первенца (61а). (Мезозойско-неогеновые вулканогенные, гранитоидные, терригенные СВК подводных поднятий, ГДК подводных поднятий). Эта возвышенность, расположенная в северо-западной части Центральной котловины, имеет длину и ширину порядка 50 км и является отторгнутым фрагментом Приморья. Она отделилась от континента не позднее раннего миоцена, о чем свидетельствует мощность и строение осадочного слоя в области между возвышенностью и материковым склоном, аналогичное осадочному слою Центральной котловины, где осадконакопление началось со среднего миоцена. Возвышенность расположена на цоколе, возвышающимся над акустическим фундаментом котловины и граничащим с последним по сбросам [42]. Возвышенность подстилается земной корой субконтинентального типа мощностью 20 км.

Фундамент возвышенности сложен предположительно юрскими осадочными породами, прорванными поздне меловыми гранитами. На нем сформированы вулканические хребты, сложенные базальтами и андезитами среднемиоцен-плиоценового возраста, на склонах которых – осадки мощностью до 1 км. Разрывные нарушения, ограничивающие фундамент возвышенности, проявляются и в осадочном стратифицированном комплексе.

Поднятия Тарасова (61б), Беляевского, (61г), Богорова (61в) (неогеновые вулканогенные, терригенные СВК подводных поднятий, ГДК подводных поднятий) расположены в северной, центральной и восточной части Центральной котловины к востоку от возвышенности Первенца. Они формируются на пьедесталах с субконтинентальной корой мощностью до 17 км, отделенных от акустического фундамента котловины зонами разломов. Под возвышенностью Тарасова этот фундамент имеет форму, близкую к прямоугольной шириной до 40 км (при длине и ширине возвышенности по изобате 3200 м порядка 30 км) и поднят над фундаментом прилегающей котловины на 500–600 м, а под возвышенностью Богорова пьедестал (длиной примерно 80 и шириной 30 км) приподнят на 300–500 м, имеет сложные очертания и своим западным краем подходит к материковому склону Приморья [42]. Поднятие Беляевского непосредственно разделяет собой центральную и восточную депрессии. Вулканические хребты этих возвышенностей имеют меридиональное направление и, вероятно, сформированы по зонам разломов в континентальной коре.

Поднятие Ямато (61д). (Палеозойско-неогеновые вулканогенные, гранитоидные, терригенные СВК подводных поднятий, ГДК подводных поднятий). Крупная возвышенность с субконтинентальной корой, занимающая всю центральную часть Японского моря, граничащая на севере по Яматинскому разлому с Центральной котловиной, а на юге, также по разлому, с котловиной Ямато. В пределы площади листа К-(52), 53 попадает северная часть этой возвышенности. В ее геологическом строении принимают участие породы консолидированного фундамента и осадочного чехла. Консолидированный фундамент сложен метаморфическими породами толщи метаэффузивов средне-позднепалеозойского возраста, позднепермскими гранитоидами яматинского комплекса и вулканитами андезитовой толщи олигоцен-раннемиоценового возраста.

Осадочный чехол сложен неогеновыми и четвертичными отложениями, мощность его в отдельных впадинах островной террасы превышает 1,0 км, полностью выклиниваясь на крутых уступах и склонах вулканической постройки. Рельеф акустического фундамента значительно более расчленен, чем поверхность дна. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), НСП, выполненном в 35-м рейсе научно-исследовательских судов «Дмитрий Менделеев» и «Профессор Гагаринский», рейсы 7 (1990 г.) и 14 (1994 г.) осадочная толща подразделяется на пять сейсмокомплексов, разделенных четырьмя поверхностями несогласия. В нижней части склона возвышенности, переходящей в глубоководную котловину, выделено три сейсмокомплекса. Из них верхний соответствует оползневым накоплениям, средний – сейсмически однородный и нижний – стратифицированный. Среди осадочных отложений выделяются нижнемиоценовые, среднемиоценовые, развитые в ограниченных количествах, и наиболее широко – верхнемиоценовые и плиоценовые комплексы. На склоне возвышенности под осадочным чехлом, по данным НСП, наблюдаются сбросы, по которым формируются ступени акустического фундамента. Сбросы разделяют асимметричные (наклоненные) блоки, крутые склоны которых обращены в сторону возвышенности. По этим сбросам происходит последовательное опускание блоков фундамента в сторону глубоководной котловины, на их крутых склонах обнажаются породы консолидированного фундамента возвышенности.

Поднятие Витязя (Gle) расположено в северо-восточной части территории листа и сложено мезозойско-кайнозойскими СВК, ГДК подводных поднятий.

Главные разломы

Ниже кратко охарактеризованы наиболее крупные глубинные разломы, оказавшие существенное влияние на формирование структурной композиции региона и его металлогению.

*Центральный разлом (VIII)** – крупнейшая разрывная структура региона. Почти по прямой линии он пересекает территорию листа от бух. Киевка на

* Здесь и далее номер разлома на схеме тектонического районирования, нумерация продолжается с листов L-52, 53.

юге до верховий р. Хор в северной части территории листа L-53 и уверенно прослеживается далее на север, вплоть до р. Амур. По данным Б. А. Иванова (1972 г.), Центральный разлом является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой от 60 км на юге до 200 км на севере. Зона разлома представлена серией сближенных параллельных или ветвящихся близвертикальных нарушений общей шириной в несколько километров, сопровождающихся милонитами, ультрамилонитами, разгнейсованием пород, а также многочисленными оперяющимися разрывами сбросо- и взбросо-сдвигового типа, переходящими иногда в надвиги. Время заложения Центрального разлома — доберриасское, т. к. в берриасе на отдельных отрезках вдоль разлома уже существовали зоны растяжения, в которых формировались молассовые прогибы. Последние существенные подвижки в зоне разлома произошли в маастрихт-датское время.

Меридиональный разлом (VI) также является левым сдвигом с амплитудой перемещения 25—35 км на юге и 7—10 км на севере. На юге он сочленяется с Центральным разломом, являясь разломом, его оперяющим. На севере он ограничен Дальнереченским разломом. Разлом представлен зонами расланцевания, милонитизации, дробления шириной до 3 км.

Арсеньевский разлом (IV) отделяет Малиновскую зону от Центральной, являясь таким образом границей крупных геоблоков с существенно различным строением и геологической историей. Прослежен главным образом на территории листа L-53. Разлом является крутым (70°) взбросом с элементами правого сдвига, наклоненным на юго-восток. Зона разлома мощностью до 1 км сложена милонитами и катаклазитами, висячем боку наблюдается интенсивное расланцевание пород Центральной зоны. По данным сейсмического зондирования [2], земная кора по Арсеньевскому разлому к востоку от него опущена на 2,5 км, а мощность «базальтового» слоя уменьшается на 5 км. Как граничная разрывная структура разлом, вероятно, образовался в позднем палеозое и продолжал существовать в мезозое и кайнозое. Во всяком случае в современном эрозионном срезе по разлому граничат пермские, триасовые и юрские одновозрастные, но формационно совершенно различные отложения.

Западно-Приморский разлом (X) близмеридионального направления разделяет Западно-Приморскую зону от Муравьевско-Дунайской и Гродековской зоны. Разлом фиксируется в виде отдельных зон милонитизации и разгнейсования, по смене фаций и степени дислоцированности пермских отложений. К востоку от разлома залегает поспеловская свита ранней—поздней перми, а к западу — одновозрастная решетниковская. Только в западном блоке распространены позднетриасовые вулканиты и юрские интрузии гвоздевского комплекса.

Фурмановский разлом (IX) отделяет Восточную зону от Прибрежной. По своей природе это левосторонний взбросо-сдвиг. Он сопровождается серией сближенных субпараллельных ему или же кососекущих разрывов, часто переходящих в надвиги. Последние наиболее широко проявлены в северной части Прибрежной зоны, где зафиксированы пакеты шарьяжных пластин шириной в несколько километров. Плоскости надвигов наклонены на юго-восток под углами $10\text{--}50^\circ$. Предполагается, что разлом заложился в позднем палеозое, и его активность закончилась в альбе.

Партизанский разлом (XI), разделяющий Сергеевскую и Партизанскую зоны, проходит большей частью по долине р. Партизанка. В местах, до-

ступных наблюдению, представлен зоной (до 0,8 км) интенсивной милонитизации и рассланцевания. Это левый сдвиг, горизонтальная амплитуда, судя по смещению блоков Партизанской зоны, не менее 20 км. Разлом сопровождается многочисленными опережающими сдвигами и надвигами. Время функционирования разлома поздняя пермь—поздний мел.

Кривинский разлом (XII) представляет собой надвиг, по которому метагабброиды Сергеевского массива надвинуты на мезозойские отложения Кривинской подзоны. В зоне надвига развиты динамометаморфиты шайгинского комплекса мощностью от 0,1 до 1 км. Разлом разбит меридиональными разрывами на серию фрагментов. Время функционирования разлома определяется возрастом шайгинского комплекса (ранний мел).

Южно-Приморская группа разломов (XIII) является структурой, поперечной по отношению к Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу. Это зоны сближенных западно-северо-западных или субширотных разломов шириной порядка 30 км, прослеживающиеся от побережья Японского моря на запад, до Центрального разлома. Все разломы сбросового типа и представлены брекчированными породами мощностью десятки метров. К этим зонам приурочены позднемеловые и кайнозойские вулканотектонические структуры, а также кайнозойские впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями.

Большая часть разломов, выраженных в континентальных структурах, прослеживается на шельфе и материковом склоне в виде каньонов, которые образуются по ослабленным зонам в результате транзита по ним осадков с суши в глубоководную котловину. В частности на продолжении Западно-Приморского разлома развит Гамовский каньон.

Разломы играют важную роль в формировании структур Японского моря. Они отражаются в геофизических полях и выделяются на сеймопрофилях. Среди них выделяются глубинные разломы, разграничивающие блоки с различным типом коры и прослеживающиеся на границах крупных морфоструктур — материкового шельфа и крупных подводных возвышенностей с Центральной глубоководной котловиной [10].

В рисунке сети разломов нетрудно заметить элементы упорядоченности — тяготения плановой направленности линий разломов к четырем главным направлениям (возможно, планетарного происхождения): меридиональному, широтному, северо-восточному и юго-восточному [106, 1].

Северо-Япономорский разлом (XVI). Он прослеживается вдоль подножия материкового склона и отделяет шельф с континентальной корой от котловины, растянутой континентальной и океанической корой. Его простираение повторяет направление береговой линии и материкового склона и изменяется от субширотного, на западе до северо-восточного на севере. По меридиану 135° он смещен примерно на 18–20 км в северо-западном направлении поперечным разломом. В гравитационном поле он выражается непрерывной зонай минимумов силы тяжести от –20 до –40 мГал, протягивающихся от южной оконечности Корейского полуострова до Татарского пролива. В магнитном поле разлом выражается положительными аномалиями интенсивностью (100–300 нТл), протягивающимся прерывистой широкой полосой вдоль материкового склона от западной границы площади до возвышенности Первенца и от траверза бух. Преображенья в сторону Татарского пролива.

Яматинский разлом (XVII) проходит вдоль подножия северного склона возвышенности Ямато, отделяя ее от Центральной котловины. Он отчетливо выражается в магнитном поле в виде узкой зоны положительных аномалий (100–300 нТл). Зона разлома дугообразной формы проявляется, по данным НСП, в акустическом фундаменте и в осадочном чехле.

В целом в геологическом строении и тектоническом развитии фундамента континентальных и морских структур наблюдается много общих черт, т. к. они выстраивались в докайнозойское время. Явные различия начинают появляться в палеогене–неогене, на стадии формирования Японского моря, связанного с активным рифтогенезом и морским осадконакоплением [27, 30, 33, 43, 44, 45, 47, 66, 67, 81, 82, 83, 91, 92, 98, 101, 108, 120, 121, 132, 135, 137, 140, 147, 148, 156, 188, 201].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологические характеристики районов суши и морского дна, так же, как и методики их определения, принципиально различаются между собой. Поэтому авторы сочли целесообразным дать отдельное описание геоморфологии суши и акваториальной части.

СУША

Территория листа К-(52), 53 состоит из фрагментов нескольких физико-географических подразделений, различающихся геологическим, геоморфологическим строением с различными чертами климата, растительности, условиями осадконакопления, интенсивностью денудации и эрозии, тектонической активностью.

Выделяются крупные орографические районы: окраина Восточно-Манчжурского нагорья, Западно-Приморская равнина, горная страна Сихотэ-Алинь (рис. 1).

Под различными названиями эти основные единицы присутствуют на всех опубликованных схемах географического районирования (В. К. Арсеньева, Д. В. Иванова, Я. С. Эдельштейна, И. И. Берсенева, Ю. К. Ивашинникова, Б. И. Павлюткина). Орографическая схема И. И. Берсенева, помещенная в XXXII томе «Геологии СССР» (1969 г.), подчеркивает продольность хребтов в Западном Сихотэ-Алине. Выделены межгорные впадины, базальтовые плато, районы и подрайоны.

Г. С. Ганешин (1957, 1961 гг.) отмечает, что Сихотэ-Алинь не представляет собой сколько-нибудь монолитный хребет, подобный типичным горным хребтам с отчетливым водораздельным гребнем и склонами, а состоит из многочисленных и сложно переплетающихся горных гряд и отдельных возвышенностей, образующих горную область или горную страну.

Ю. Ф. Чемяков (1964 г.) отмечает, что Сихотэ-Алинь состоит из отдельных хребтов и горных гряд, преимущественно северо-восточного направления. Развиты среднегорные ландшафты. В осевых линиях хребтов выше 1000–2000 м, господствуют гольцовые ландшафты. Сихотэ-Алинь был выделен Ю. А. Ливеровским и Б. П. Колесниковым в 1949 г. как нагорье, состоящее из ряда параллельных горных групп.

Основными орографическими элементами, имеющими продольное, согласное с общими складчатыми и тектоническими структурами простирание, являются асимметричный хребет Сихотэ-Алинь с восточным и за-

падным склонами, Приморская система впадин и перемычек и отроги Восточно-Манчжурского нагорья (Черные Горы) — хр. Ванданьшань.

Ханкайские равнины и Черные Горы развиты на Ханкайском кристаллическом массиве и представляют собой подобие платформы. Крупные элементы рельефа хорошо согласуются с геологическим строением. Особенно велика рельефообразующая роль Центрального разлома, ограничивающего с запада Центральную зону глыбовых, блоковых, сводово-глыбовых молодых поднятий складчатых геосинклинальных комплексов, деформированных меловыми гранитоидными интрузиями до возникновения интрузивно-купольных и горст-блоковых диапировых структур.

Крайнее к Японскому морю положение занимает Восточный Сихотэ-Алинь, представляющий собой эпивулканические горы на месте подвергшихся деструкции и денудации вулканоструктур Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

Значительный вклад в общий облик рельефа всех зон вносят кайнозойские структуры — межгорные впадины, которыми собственно и образована Западно-Приморская равнина.

Эти впадины и разделяющие их межвпадинные перемычки, часто перекрытые осадочным чехлом, являются элементами пассивного рифтогенеза, синхронного образования рифта Японского моря. Заключительные штрихи на облик рельефа Сихотэ-Алиня наложили голоценовые тектонические деформации в виде разломов, горст-блоковых поднятий и долинных опусканий. Процесс сопровождался довольно интенсивной сейсмичностью, т. к. следы землетрясений в виде многочисленных палеосейсмодислокаций сохранились в горах Сихотэ-Алиня.

Вся восточная часть Сихотэ-Алиня со времен прекращения мелового вулканизма, являлась областью деструкции и сноса обломочного материала, в то время как Западно-Приморская область аккумуляции сохранялась вплоть до голоцена и лишь сравнительно недавно была вскрыта современной речной сетью, ориентированной на р. Уссури и реки Залива Петра Великого. Следами интенсивного и длительного сноса обломочного материала с Сихотэ-Алиня в Японское море являются заполненные осадками узкие прогибы у края шельфа глубиной до 8 км. Геологическая история развития Сихотэ-Алиня, по крайней мере позднемеловая и кайнозойская, носила ритмический характер. В позднем мелу выделяются пять-шесть, а в кайнозое пять этапов структурной перестройки и активизации магматической и вулканической деятельности. В конце каждого этапа структурообразующие процессы затухали и начинали доминировать процессы денудации и эрозионного расчленения. Структуры последующих этапов накладывались на предыдущие, в различной степени наследовали их структурные планы или преобразовывали их. При этом часть поверхности рельефа вовлекалась в новые перестройки, часть оставалась нетронутой и продолжала развиваться под воздействием денудации и эрозии. В результате к настоящему времени был создан динамичный, весьма разнообразный по обилию морфоформ рельеф. Многие характерные черты рельефа Сихотэ-Алиня подметил еще Я. Е. Пашенко (1939 г.).

Среди большого разнообразия форм горного рельефа Среднего Сихотэ-Алиня, например, по данным [93], выделяются следующие типы гор.

1. Горные хребты и отдельные узлы альпинотипного или гольцового вида, с грядами и отрогами, узкими гребневидными водоразделами высотой до 1100–2000 м. Чаще всего они наиболее высокие (горы Ольховая, Ливадийская, Черная, Снежная, Облачная). Глубинной основой их является скрытая или частично вскрытая интрузия гранитоидов, чаще всего позднемеловых с мощной (до 1 км) зоной контактово-метаморфизованных пород (роговиков) – интрузивно-купольные, интрузивно-горстовые структуры или массивы.

2. Горные хребты и отдельные горы вулканические, в современном состоянии – эпивулканогенные, как правило, невысокие (500–600 м); обычно при их эрозионно-денудационном разрушении лучше сохраняется околожерловая часть, насыщенная экструзиями, дайками пород, более устойчивых к денудации. В случае внедрения в такую вулканоструктуру гранитоидной интрузии горы могут приобрести все признаки первого типа. Горы без интрузий обычно расчленены густой низкопорядковой речной сетью.

3. Низкогорье или мелкогорье – сильно сниженное (200–300 м), расчлененные, часто хаотично горы на непрочных вулканических образованиях, неплотных кайнозойских осадках. Распространены среди позднемеловых и кайнозойских вулканоструктур, редко как реликтовые, остаточные части.

4. Вулканические поля – расчлененные вулканические сооружения высотой 100–400 м, состоящие из остатков лавовых покровов, руин вулканов, протяженных долинных лавовых покровов и потоков.

5. Плато-останцы лавовых покровов высотой 100–150 м, образованные расчленением долинами. Предельная форма – останец–столовая гора.

На площади листа развиты выработанный и аккумулятивный типы рельефа. В зависимости от ведущего фактора рельефообразования, различаются следующие категории рельефа: структурно-денудационный, экзарационно-денудационный (нивальный), денудационный и эрозионно-денудационный. В долинах развит флювиальный рельеф – террасы и педименты.

Выработанный рельеф

1. Структурно-денудационный рельеф. Среди выделенных выше типов гор, которыми, однако, не исчерпывается все многообразие типов гор в Сихотэ-Алине, первые два изначально относятся к положительным морфоструктурам. В мелу формировались складчатые и инъективные, аккумулятивные вулканические горы, но они не сохранились. В верхнем мелу параллельно с формированием вулканических гор складчатые превратились в глыбовые. Массовое внедрение интрузий гранитоидов в блоки и вулканотектонические структуры привело к формированию интрузивно-купольных структур.

В подавляющем большинстве горсты, разделяющие кайнозойские вулканические поля и грабены и образующие среднегорье, образованы контактово-метаморфизованными породами и самими массивами гранитоидов. Горсты образуются только такими массивами, которые «утоплены» в роговиках. «Голые» граниты в рельефе почти не выделяются. Складывается

впечатление, что движущей силой подъема их является инверсия плотностей, т. к. роговики по осадочным породам более плотные, нежели гранитоиды. Роговики по эффузивам не дают такого эффекта, но в некоторых случаях хребты высоки.

На активной стадии развития морфоструктур интрузивные массивы всегда «спрятаны» в их недрах и выявляются с течением времени селективной денудацией. Массивы, потерявшие свою более плотную оболочку, теряют способность к подъему, разрушаются. Самые молодые, позднемолодые (маастрихтские) интрузивы либо еще только начинают вскрываться, либо вообще еще не вскрыты эрозией и денудацией, и их активная рельефообразующая роль очевидна. Как правило, геофизические материалы (гравиметрическая съемка) оценивают глубину корневых частей зрелых и молодых морфоструктур в 6–8 км, а разрушающихся – 1–2 км.

Кайнозойские вулканические поля (Шкотовское, Борисовское) имеют похожее строение.

В основании полей находятся вулканоструктуры – грабены, выполненные субаквальными фациями палеогеновых и миоценовых вулканических комплексов. На всех этих структурах, там, где они уже вышли из-под покрывающих их платобазальтов, развит эпивулканогенный рельеф: избирательно «выбираются» рыхлые вулканокластические породы, препарируются плотные лавовые потоки и покровы, экструзии, некки, лавовые куполы – формируется куэстово-хаотичный рельеф.

В вулканическом поле центральное место занимают вулканические нагорья – изометричные покровы, в основе своей сложенные миоценовыми вулканиками и надстраиваются суйфунскими базальтами. Это полого-склонные вулканические хребты, в центральной части с многочисленными вулканами, куполами или же небольшими щитовыми вулканами, расположенными над бортами грабенов.

Центральные части вулканических полей вскрываются центробежной сетью водотоков низких порядков, часто огибающих поля. В настоящее время речная сеть вплотную добралась до нагорий, пропиливая лавовые толщи и только в районе вулканов реки пока еще текут поверх лавовых потоков или вовсе в широких пологих бесформенных заболоченных долинах («марях»).

Анализ подбазальтового рельефа позволяет предполагать существенную переработку речной сети по мере развития кайнозойских вулканоструктур. Общей тенденцией было перекрытие древних долин лавовыми потоками, создание плотин, за которыми образовывались временные озера, «переливы» водных масс через подходящие низкие седловины в соседние речные системы. Современная речная сеть «обтачивает» поля, препарируя и разрушая лавовые покровы и потоки, окруженные обширными оползневыми фронтами, скорее всего сейсмогенного происхождения.

II. Экзарационно-денудационный рельеф со следами древнего оледенения в виде цирков, карлингов, каровых озер и троговых долин сохранился в высокогорной части многих высоких вершин и хребтов среднегорья выше отметок 1500–1700 м.

Среднегорные возвышенности имеют прямые или слегка выпуклые склоны и острые, альпинотипного облика, водоразделы. Из ледниковых форм чаще всего распространены троговые долины.

Цирки имеют вид обширных амфитеатров с крутыми, часто отвесными стенками высотой до 400 м, изрезанными узкими эрозионными бороздами — селеносными лотками. Верхние части стенок увенчаны острыми гребнями, которые часто образуют карлинги. Подножия стенок загромождены крупноглыбовым коллювием, формирующимся при сходе снежных лавин и обвалов. Днища цирков (0,3–1,0 км в поперечнике) заполнены крупноглыбовым и щебнистым материалом, образующим многочисленные холмы, бугры и валы фирновой и каровой морен. Центральные части иногда заняты озерами. Троговые участки долин протяженностью до 5 км заполнены основной боковой и конечной мореной с бугристо-западинной поверхностью. Высота валов и бугров 5–8 м, размеры озер — 15–20 м, глубина до 1 м.

Более широко распространены современные нивальные формы — нивальные террасы, гольцовые поверхности, ниши с развитием многолетних снежников. Развиты ландшафты горной тундры.

Следует отметить, что в горах, на абс. отм. 900–1100 м в привершинной части среднегорных вершин отмечены трогоподобные долины с плоским днищем, вогнутыми склонами. Морен не сохранилось, но иногда попадают сцементированные лимонитом галечники и пески — возможные отложения ледниковых озер. Если это следы оледенения, то очень древнего, скорее всего среднеплейстоценового, о котором писали Г. С. Ганешин и В. В. Соловьев. Указанные авторы предполагают связь некоторых крупных крупноглыбовых конусов выноса в долинах рек с разрушенными моренами ледников. Во всяком случае, вопрос о наличии ледниковых образований и количестве оледенений плохо изучен.

III. Эрозионно-денудационный рельеф развит во всех зонах Сихотэ-Алиня, в основном в среднегорье. Морфология склонов зависит во многом от литологического состава слагающих их пород. На палеозойских осадочных, зеленокаменных и кремнистых породах горные склоны крутизной до 30–35° расчленены эрозионной сетью. Склоны прямые, выпуклые и вогнутые, обычно залесенные. Вершинные поверхности узкие, часто скалистые, зубчатые. Местами они лишены растительности и покрыты осыпями. На вулканитах, осадках мезозоя, гранитоидах развит более массивный, слаборасчлененный рельеф. Вершинные поверхности более широкие и уплощенные, плавно переходящие в крутые (до 25°), выпуклые, реже прямые склоны, часто покрытые осыпями. При удалении от осевых частей хребтов и их отрогов склоны более сглажены. Доминируют прямые, а ближе к подножию вогнутые (15–25° склоны. Поверхность склонов задернована, залесена, реже развиты курумы и осыпи, единичные останцы выветривания высотой до 30 м, солифлюкционные террасы и оплывины.

Эрозионная сеть, расчленяющая склоны, умеренная или редкая, рисунок беспорядочный или решетчатый, центростремительный. Долины расчленяющие склоны водотоков V-образные, со следами молодого вреза. Продольный профиль невыработанный, крутой, часто ступенчатый. Часты конусы выноса.

На абс. отм. 800–1200 м и 1400–1800 м на поднятиях сохранились остатки древних поверхностей выравнивания в виде субгоризонтальных площадок, задернованных, часто заболоченных. Эти денудационные поверхности (кроме 1000–1100 м) отмечены в двух позициях: «площадной» и «вло-

женной». Ближе к побережью она площадная, к западу втягивается в долины и становится вложенной, одновременно по водоразделам поднимаясь до следующего уровня. Получается, что как бы с Сихотэ-Алиня постепенно сходилась чешуя. Такое отступление уступов поверхности по типу развития педиментов или «цикловых» уступов, по-видимому, являлось принципиальным способом денудации горной страны Сихотэ-Алинь в кайнозое.

Перед последней стадией (этапом) активизации рельефа (перед массовыми излияниями платобазальтов) Сихотэ-Алинь существовал в виде продольного свода, слаборасчлененного (реставрация подбазальтового рельефа дает глубины долин от 50–70 м до 120–140 м). Речная сеть была ориентирована на базис эрозии на месте Татарского пролива, но край моря был дальше, т. к. долинные потоки субаэральных базальтов уходят под уровень моря, не меняя своей фациальной сущности. Наиболее длительная эпоха выравнивания была между миоценовыми и плиоценовыми базальтами. Излияния последних надолго «законсервировали» древний рельеф, и только сейчас речная сеть добирается до участков, бывших в эрозионной «тени». Следует признать, что четвертичный (послесовганский) тектонический импульс активизации очень мощный.

IV. Денудационный рельеф гор, холмов и увалов, созданный в основном процессами плоскостного смыва и солифлюкции, распространен на большей части площади листа на территории Западно-Приморской равнины, на восточных отрогах Восточно-Манчжурского нагорья.

Формирование денудационных поверхностей происходило на различных породах (преимущественно палеозоя) Ханкайского кристаллического массива. Предельная стадия снижения рельефа – пологие безлесные увалы, в недавнем прошлом занятые сельхозугодиями, а в настоящее время заросшие кустарниковой порослью и травами. Начальная стадия таких гор – низкогогорье высотой 200–400 м с отдельными вершинами и хребтами высотой до 600 м.

В обрамлении кайнозойских впадин развиты педименты – слившиеся обширные делювиальные шлейфы, конусы выноса.

В мелкосопочнике развиты невысокие (до 200, редко до 400 м) сопки, окруженные пологими (5°) подножиями с развитой на них лесостепью. Вершины сопек, как правило, залесены редколесьем – вторичными лесами.

Для склонов характерна незначительная крутизна (5–10°), вогнутая, реже прямая форма, иногда куэстовая на отпрепарированных пластах твердых пород. Характерны также мелкие останцы на хребтах и отрогах. Хотя одновысотность хребтов указывает на существование вершинных поверхностей, они к настоящему времени разрушены. Характерна вялая речная сеть. Днища долин широкие, плоские, заболочены, без террас, плавно переходящие в пологие склоны.

Аккумулятивный рельеф

Крупнейшими аккумулятивными морфоскульптурами листа являются долины рек Раздольная, Арсеньевка, Партизанская, Уссури. Они представляют собой обширные плоские однообразные заболоченные равнины, над которыми возвышаются останцовые горные массивы хребтов и отдельные

островные горы и возвышенности. Они включают в себя поймы и надпойменные террасы, аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные шлейфы.

Пойма рек Раздольная, Арсеньевка, Партизанская, выполненная голоценовым констративным аллювием, имеет ширину до 12 км. Характерна многорукавность, обилие протоков, мелководий, перекаатов, кос, пляжей. Низкая пойма включает осередки. Поверхность ее бугристо-гривисто-западинная с веерами блуждания и обилием староречий и промоин. Уступ высокой поймы (3,5–5,5 м) хорошо выражен. На неровной поверхности отмечены многочисленные открытые старичные понижения и озера серповидной или извилистой формы шириной до 0,2–0,5 км, чередующиеся с суходольными, часто залесенными микроповышениями (релками) высотой до 1,0 м – древними прирусловыми валами.

Вторая надпойменная терраса р. Арсеньевка, сложенная верхнео-плейстоценовыми аллювиальными, озерно-аллювиальными и болотными отложениями, занимает небольшие пространства, выглядит как озерно-аллювиальная равнина, плавно сопряженная с более древними террасами.

Все террасы и прилегающие участки пологих горных склонов покрыты 20–30-метровой толщей так называемых «бурых» суглинков, являющихся среднепозднеплейстоценовыми лессовыми эоловыми отложениями [96].

Речные долины можно подразделить на продольные (согласные со складчатыми структурами) и поперечные (секущие). Реки восточного склона – поперечные, западного – продольные и поперечные. Крупные реки западного склона состоят из ряда участков разного направления (Раздольная, Партизанская, Киевка). Реки, дренирующие базальтовое плато, образуют радиальную речную сеть. Характерна высокая роль в формировании долин новейших тектонических движений с конца плиоцена. Основная тенденция в развитии рек – захват реками восточного склона верховий рек западного. Но анализ истории развития речной сети в Среднем Сихотэ-Алине показывает, что перехваты – обычные явления в жизни гор Сихотэ-Алиня, а при вулканизме базальтового типа весьма распространены «переливы».

На побережье Японского моря, по берегам бухт, особенно в заливе Петра Великого развиты два комплекса морских террас, береговые валы и абразионные берега. Древние морские террасы высотой 20–25 м развиты в бухтах залива Петра Великого. Первая терраса высотой 4,5–6 м, вторая – 12–15 м. Предположительно они связываются с послеледниковой трансгрессией. Низкие морские террасы высотой 1–1,5 и 2–2,5 м развиты очень широко, образуя обширные прибрежно-морские низменности по берегам Амурского залива. Рельеф их равнинный, с небольшими солончатыми озерами и лагунами. Террасы развиты на южном побережье и почти отсутствуют на восточном. Происхождение низких террас связано с ингрессией Японского моря в голоцене. Морские террасы на схеме не показаны, т. к. не выражаются в масштабе.

На шельфе выделяются материковая отмель шириной 20–40 км, абразионная равнина в зоне воздействия волн и за пределами их воздействия, глубоководные равнины. Береговые валы тесно связаны в своем распространении с низкими террасами.

На площади листа отчетливо проявился голоценовый этап активизации рельефа. Он выразился в селективном быстром подъеме интрузивно-купольных структур, интенсивном эрозионном расчленении базальтовых плато, оживлении довольно вялой эрозионной сети в западной части Приморья. Этот этап активизации сопровождался интенсивной сейсмической активностью в Западной и Восточной зонах [93]. В Западной зоне происходили землетрясения интенсивностью до 8 баллов, редко (г. Сергеевка) — 9 баллов. В Восточной зоне, за Центральным швом отмечены свежие сейсмогенные разрывы с эпицентрами палеоземлетрясений интенсивностью 7—9 баллов, возрастом до 1200 лет. В настоящее время для Приморья характерна умеренная коровая сейсмичность до 8 баллов, высокая глубокофокусная (на юге Приморья) интенсивностью до 7 баллов. Высока вероятность возникновения цунами, особенно на восточном побережье.

С геоморфологическим этапом развития площади листа связано большое число видов полезных ископаемых. Это всевозможные пески, глины, как аккумулятивные, так и связанные с корами выветривания, галечники, угли третичные, подземные воды. Бурые угли связаны с палеогеновыми и неогеновыми аккумулятивными осадками в межгорных впадинах (также и редкие земли). С каолиновыми корами выветривания третичных отложений связан ряд месторождений беложгущихся глин и суглинков. Широко эксплуатируются месторождения четвертичных галечников, песков. Делювиально-пролювиальными суглинками связаны месторождения кирпичных глин. Широко распространены аллювиальные и делювиальные россыпи золота, касситерита. Как правило, россыпи небольшие по запасам и большинство их уже выработано.

История развития рельефа просматривается с середины палеозоя, когда на окраине Китайской и Сибирской платформ закладывались, развивались прогибы типа геосинклинальных. Каждый прогиб существовал несколько миллионов лет. На начальном этапе закладывалась впадина с тектоническим обрамлением, формировалась центростремительная или транзитная речная сеть, впадина заполнялась грубообломочными отложениями, затем озерно-аллювиальными, с некоторой ролью продуктов вулканизма. По мере заполнения впадины роль его усиливалась. На заключительном этапе на месте впадины образовывалась вулкано-тектоническая структура, впадина перекрывалась вулканическими покровами, в которые внедрялись интрузии кислых магматических масс. Такой тип развития сохранялся вплоть до конца позднего мела. С мелового этапа сохранились, особенно в Восточном Сихотэ-Алине, сильно эродированные эпивулканогенные структуры и горы. Такое циклическое развитие хорошо просматривается с мела (семь-восемь этапов), отчетливо проявлено в кайнозое (четыре-пять этапов) и в четвертичное время, изученное более детально.

Выделяется несколько этапов развития рельефа по А. М. Короткому [55, 60].

1. Предчетвертичный этап. Эпоха позднемиоценового—раннеплиоценового активного осадконакопления во впадинах и речных долинах завершилась позднекайнозойским излиянием базальтов с образованием обширных плато. К концу плиоцена получает развитие континентальная аккумуляция и активное выравнивание рельефа (аккумулятивно-денудационный

уровень 40–60 м). Климат был умеренно теплый, к концу этапа наметилось похолодание.

2. Эоплейстоценовый этап (1,64–0,89 млн лет). Начало охарактеризовано высоким стоянием прибрежной суши и значительной регрессией Японского моря. На педиментах формировались красноцветные глины и суглинки. Врез достигал 150–200 м. Климат умеренно теплый с переменным увлажнением. К концу эоплейстоцена распространилась темнохвойная тайга с примесью экзотических растений.

3. Плейстоценовый этап (0,89–0,0 млн лет) с подразделением на эпохи.

а) Раннечетвертичная эпоха (0,89–0,49 млн лет). Развитие территории происходило в геоморфологических условиях, сходных с эоплейстоценом: высокое положение прибрежной суши и низкое положение базиса эрозии. Береговая линия Японского моря находилась на отметках 150–170 м. В долинах возникли локальные террасы, в настоящее время сильно расчлененные. Во второй половине нижнего плейстоцена (рудневское время), в условиях более холодного климата получили распространение ландшафты темнохвойных лесов.

б) Среднечетвертичная эпоха (0,49–0,13 млн лет). Со среднего плейстоцена начался процесс активного опускания материковой окраины (формирование террас 6–15 м). Во второй половине среднего плейстоцена (уровень моря 40–50 м) образовался рiasовый тип побережья – возникли глубокие узкие ингрессионные заливы длиной до 40 км в устьях рек Артемовка, Раздольная, Шкотовка. Последовал ряд трансгрессий и регрессий Японского моря на фоне похолоданий и потеплений (шмаковское, вяземское похолодания, ханкайское, сунгачское потепления). В вяземское время в горах появилась вечная мерзлота и покрылось льдом Японское море.

в) Позднечетвертичная эпоха (0,13–0,0 млн лет). В позднем плейстоцене отмечены трансгрессии (до +10 м), возникла сеть переуглубленных долин на шельфе. Произошли находкинский, черноручьинский, голоценовый термохроны, лазовский и партизанский криохроны.

Современный рельеф оформился в позднем голоцене.

Практические и научные выводы, которые можно сделать из анализа геоморфологического строения территории, заключаются в следующем. Территория листов К-(52), 53 – весьма динамичная зона на границе Азиатского материка и Тихого океана. В современной геоморфологической обстановке сохранились следы форм с возрастом вплоть до начала мезозоя. Отмечены эпохи активного развития рельефа в позднем мелу, кайнозое, плейстоцене и голоцене. В позднем голоцене отмечена эпоха высокой сейсмической активности, возможно, не закончившаяся в настоящее время, что следует учитывать в народнохозяйственной деятельности.

АКВАТОРИЯ

Геоморфологическая карта листа К-(52), 53 масштаба 1 : 1 000 000 построена на географической основе того же масштаба, специально подготовленной Центральным Гидрографическим Предприятием Военно-Морского Флота (ЦКП ВМФ ГУНиО МО РФ). Рельеф дна на географической

основе до глубины 50 м показан изобатами, проведенными через 20 и 30 м, до глубин 200 м — через 50 м, до глубины 1000 м — через 100 м, до глубины 2000 м — через 200 м, а глубже — через 500 м, что позволяет выявить его основные особенности. Геоморфологическая карта и легенда к ней составлены по аналитическому принципу, принятому при создании Госгеолкарты Российской Федерации [111]. При этом использована современная методика, базирующаяся на системно-морфологическом подходе [35, 68, 69, 70], которая ранее успешно применялась при составлении геоморфологических карт арктического шельфа (листы Госгеолкарты-1000). Данный метод позволяет сначала наиболее полно выявить все особенности морфологии земной поверхности, а затем на этой основе, с привлечением других данных, провести генетическую и возрастную интерпретацию выделенных морфологических элементов.

На первом этапе было проведено разделение поверхности дна на генетически и морфологически однородные элементарные поверхности с использованием структурных линий пяти типов: гребневых, килевых, линий выпуклого и вогнутого перегибов, а также морфоизограф. Первые четыре характеризуют земную поверхность в профиле, а морфоизографы разделяют участки с различной формой в плане. Значки, сопровождающие структурные линии на геоморфологической карте, играют роль бергштрихов, указывая направление наклона поверхности.

Морфологический каркас рельефа на рассматриваемой площади Японского моря в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба, а также морфоизографами. Поскольку в подводном рельефе все резкие границы в большей или меньшей степени сглажены за счет абразионно-аккумулятивного выравнивания, килевые и гребневые линии, а также характерные точки имеют второстепенное значение. Помимо отдельных элементарных поверхностей, выделены их комплексы-формы, разделение которых на отдельные элементы в данном масштабе нецелесообразно. К ним относятся подводные долины, замкнутые переуглубления в их днищах, подводные каньоны, эрозионные ложбины, отдельные положительные формы различного генезиса.

Цвет показывает генезис рельефа. Определение генезиса рельефа базировалось главным образом на данных батиметрической карты, на материалах сейсмопрофилирования, данных по геологии плиоцен-четвертичных отложений, а также на материалах отчетов о ранее проведенных исследованиях и на литературных данных.

Возрастные характеристики рельефа определялись по данным карты плиоцен-четвертичных отложений, литературным источникам, истории развития рельефа данного региона в целом. Длительность формирования рельефа приведена в легенде к геоморфологической карте [111].

Границы листа К-(52), 53 охватывают шельф Японского моря, примыкающий к нему отрезок континентального склона, континентальное подножие и дно Центральной котловины Японского моря. Крупные орографические элементы (рис. 6) осложняются более мелкими формами, которые представлены возвышенностями Первенца, Тарасова, Богорова, Витязя, Ямато. Границы орографических элементов, как правило, четко выражены в рельефе дна. Бровка шельфа представляет собой региональный перегиб поверхности дна,

ниже которого наблюдается отчетливый свал глубин в сторону глубоководного бассейна. На протяжении всего листа с запада на северо-восток бровка шельфа располагается на глубинах, близких к 150 м и лишь изредка ее глубина уменьшается до отметки 100 м. Узкий абразионно-аккумулятивный шельф Японского моря представлен полосой слабонаклонных равнин, шириной 20–40 км, протягивающейся вдоль береговой линии Приморья. Незначительное расширение (до 50 км) этой полосы отмечается в северо-восточной части листа. В районе залива Петра Великого полоса равнин более широкая и составляет порядка 100 км. Наклон поверхности шельфа в этой части в сторону его внешнего края не превышает 12'–15'. В этом районе шельф вслед за береговой линией меняет простирание на субширотное. В заливе Петра Великого край шельфа расположен на глубине 150 м. На северо-востоке листа, где преобладает интенсивная аккумуляция, перегиб выражен значительно слабее.

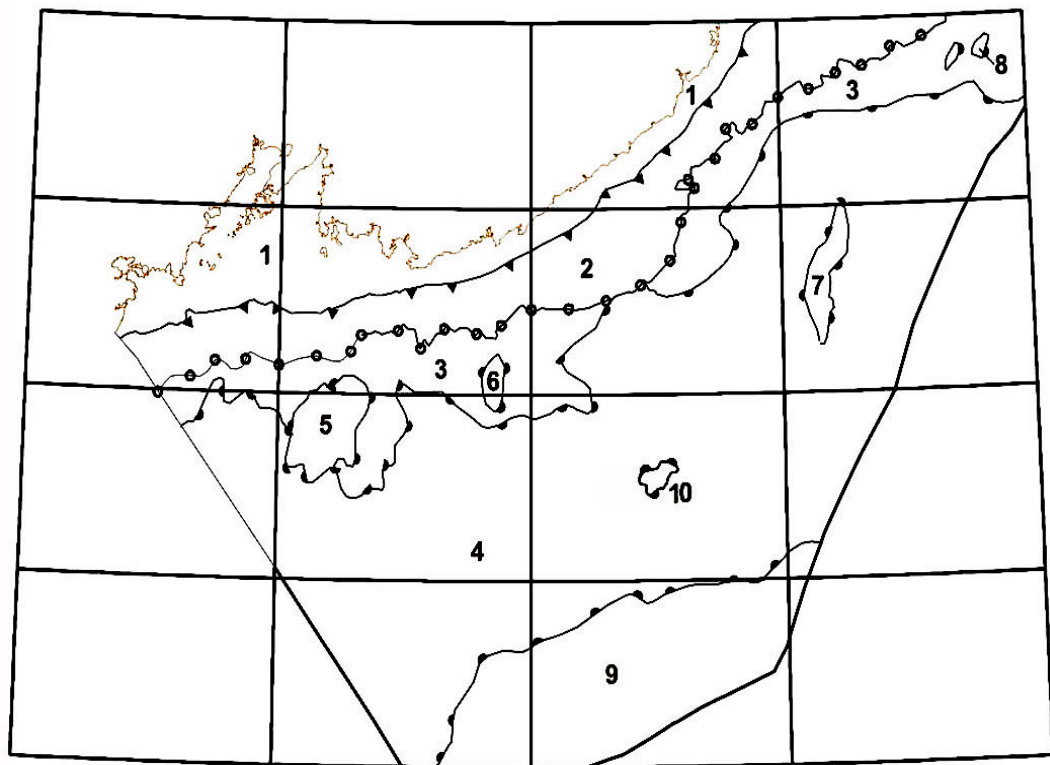
Континентальный склон характеризуется значительными уклонами, его ширина возрастает в направлении с запада на северо-восток от 10 до 55 км соответственно. В районе залива Петра Великого крутизна склона, особенно в его восточной части, достигает 15–20°. Склон интенсивно расчленен глубоко врезынными подводными каньонами, крутизна склона местами достигает 60°. Также на континентальном склоне выделяется серия наклонных разноуровневых террас. В северо-восточной части листа континентальный склон более пологий, подводные каньоны имеют более ветвистую форму. Глубины дна на континентальном склоне меняются в диапазоне глубин от 100–150 м до 2700–3000 м.

Континентальное подножие представлено наклонными волнистыми аккумулятивными равнинами на глубинах 2700–3500 м, созданными преимущественно гравитационными процессами.

Дно Центральной котловины, расположенное в пределах территории листа на глубине 3450–3650 м, совершенно выровнено и представляет собой равнину пелагической аккумуляции. Поверхность этой равнины слегка наклонена на северо-восток. Максимальная глубина котловины составляет 3670 м. Это наибольшая глубина Японского моря. В центральной и западной частях котловины отмечается большое количество обособленных подводных гор и возвышенностей [201].

В западной части площади листа среди крупных возвышенностей выделяется возвышенность Первенца. Минимальная глубина над ней равна 1000 м, а относительное превышение над уровнем дна составляет 2180 м. Это обширное, почти изометричное поднятие, составляющее в диаметре у основания около 45–65 км. Эрозионной ложбиной оно делится на две части – западную и восточную. Глубины канала колеблются от 300 до 1800 м. Склоны поднятия значительно расчленены подводными каньонами.

Другое крупное поднятие расположено ближе к северо-восточному краю котловины. Это обособленный вулканогенный подводный хребет Богорова, вытянутый в субмеридиональном направлении. Минимальная глубина над ним составляет порядка 1400 м. Относительное превышение хребта над уровнем дна 2200–2300 м. Минимальная глубина над ним равна 1326 м. Он протягивается с севера на юг примерно на 85 км. Ширина его у основания составляет около 18 км. Склоны хребта имеют крутизну поряд-



Орографические границы:

- ▼▼▼ Бровка шельфа
- Линия подошвы континентального склона
- ~ ~ ~ Линии вогнутого перегиба

Рис. 6. Орографическая схема акваториальной части листа К-(52), 53.

Орографические элементы: 1 – шельф Японского моря; 2 – континентальный склон; 3 – континентальное подножие; 4 – дно Центральной котловины; 5 – возвышенность Первенца; 6 – возвышенность Тарасова; 7 – возвышенность Богорова; 8 – возвышенность Витязя; 9 – возвышенность Ямато; 10 – возвышенность Беляевского (Безымянная).

ка 15–20°. В центральной своей части хребет разделен надвое, его ось в центральной части смещена в широтном направлении. В пределах континентального подножия находятся небольшие вулканогенные возвышенности Тарасова и Витязя. Возвышенность Тарасова вытянута в субмеридиональном направлении и имеет относительное превышение порядка 1400 м. Ее протяженность с севера на юг составляет 35 км, ширина – 14 км. Возвышенность Витязя протягивается в северо-восточном направлении на 18 км, имеет ширину порядка 6 км и относительное превышение над уровнем дна около 700 м.

В южной части листа к Центральной котловине примыкает крупная возвышенность Ямато. Она представляет собой овальный свод шириной около 80–90 км и протягивается в субширотном направлении на 285 км. Над дном глубоководной Центральной котловины возвышенность поднимается на высоту до 3000 м. Поверхность возвышенности Ямато представляет собой слаборасчлененные плато, на которых выделяются холмы высотой 100–400 м и слабонаклонные террасы. Глубины над их вершинами меняются от 500 до 700 м. На склонах возвышенности развиты глубоко врезные подводные каньоны [72, 201].

В соответствии с типовой легендой геоморфологических карт, в пределах Японского моря выделены следующие основные генетические категории рельефа: вулканогенный, денудационно-конструктурный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Вулканогенный рельеф

Склоны подводных вулканических хребтов, возвышенностей и отдельных вулканических построек распространены как в глубоководной Центральной котловине, так и на континентальном подножии и на крупных возвышенностях Первенца и Ямато. Протяженность склонов составляет от 8 км в пределах отдельных вытянутых и изометричных мелких вулканических построек до 85 км в пределах субмеридионального хребта Богорова. Высота склонов колеблется от 100–200 м до 1400–1600 м. Наиболее часто встречаются склоновые поверхности, в плане имеющие дугообразную и округлую форму, прямолинейные склоны распространены реже. Породы, поднятые драгами со склонов (Карнаух, возвышенность Первенца) некоторых хребтов и возвышенностей относятся к миоцен-плиоценовому вулканическому комплексу [43]. Вулканиты этого комплекса широко распространены в Японском море, а также слагают вулканические постройки в Центральной котловине и наложенные вулканы на вершинах крупных возвышенностей Первенца и Ямато. Возраст данной категории рельефа может быть определен как миоцен-голоценовый (N_1-Q_H).

Денудационно-конструктурный рельеф

Этот рельеф широко представлен на континентальном склоне и в меньшей степени в прибрежной зоне.

Крутые и очень крутые узкие склоны и уступы, созданные препарировкой зон долгоживущих разломов, развиты в прибрежной зоне. Преимущественно прямолинейные склоновые поверхности, обусловленные разломами и простиранием геологических структур, выделяются на участке от залива Петра Великого до северо-восточной оконечности площади листа. Их протяженность составляет 265 км, а на отдельных участках в заливе Петра Великого, вдоль береговой линии, их протяженность составляет 35–70 км. Высота склонов колеблется от 20 до 100 м. Возраст данной категории рельефа определяется как миоцен-голоценовый (N_1-Q_H) согласно возрасту разрывных нарушений данного участка.

Уступы и склоны разной крутизны, созданные комплексом гравитационных процессов, широко распространены на данном листе и выделяются в пределах континентального склона, а также крупных возвышенностей Первенца и Ямато. Они характеризуются уклонами от 5–10° до 30–60°. Верхняя часть континентального склона (150–300 м) – более пологая; нижняя его часть (300–3000 м) – более крутая. Глубже склон выполаживается и плавно смыкается с наклонными равнинами в основании континентального склона, созданными гравитационными процессами. На возвышенностях данные склоны имеют относительную высоту от 800 до 1600 м. На континентальном склоне и возвышенностях развиты подводные каньоны, образование которых обусловлено эродирующей деятельностью суспензионных потоков [201]. Основную рельефообразующую роль в данной категории рельефа на склонах играют активные гравитационные процессы (оползни и обвалы), а также субаквальная эрозия и связанная с ней денудация. Указанные процессы инициируются продолжающимся погружением океанической котловины. Особенно активно они протекают при увеличении объемов переносимого по склонам осадочного материала. Время формирования данной категории рельефа охватывает отрезок геологического периода от миоцена до голоцена (N_1-Q_H) [201].

Денудационный рельеф

Денудационный рельеф представлен в пределах данного листа ограниченно – он развит только в прибрежной зоне.

Абразионные прибрежные равнины (наклонные и ступенчатые), бенчи на современном морском дне имеют более узкое распространение, чем абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные образования и прослеживаются только в прибрежной зоне. Выделяются они на участках с прерывистым маломощным покровом осадков голоцена. Данные поверхности сформированы абразией в зоне волнового воздействия при разных уровнях стояния морского бассейна. Выработаны чаще на морских осадках средне- и новотихоокеанской толщ [130], озерно-аллювиальных осадках позднего-плейстоцен-голоценового возраста. Формирование абразионных поверхностей в диапазоне глубин 45–50 м, охваченных тихоокеанской последней трансгрессией Японского моря (последовавшей за регрессией в середине позднего неоплейстоцена), охватывает период от аллерада до пребореала, а также почти весь голоцен [130]. Возраст рельефа позднего-плейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$).

В рельефе дна Японского моря, наряду с элементами, сформированными в субаквальных условиях, выделяются реликты субэриального рельефа – подводные долины. Они были выработаны во время осушения шельфа (при регрессиях). В дальнейшем при наступлении моря они были в большей или меньшей степени преобразованы, и поэтому к настоящему времени сохранились фрагментарно и в сглаженном виде, о чем местами свидетельствуют отдельные переуглубления днищ реликтовых подводных долин. Подводные долины на шельфе протягиваются в субмеридиональном направлении и выработаны в аллювиально-морских и озерно-аллювиальных осадках позднеплейстоцен-голоценового возраста ($Q_{III}-Q_H$).

Эрозионный субаквальный рельеф представлен подводными каньонами и ложбинами, прорезающими континентальный склон и склоны крупных возвышенностей. Наиболее густая сеть каньонов выделяется в пределах континентального склона. Самые крупные из них сливаются в верхней части склона из двух-четырех рукавов. Подводные каньоны – узкие (1–3 км), как правило имеют V-образный поперечный профиль. Как выяснено при изучении подводных каньонов на континентальных окраинах Мирового океана, заложение этих форм зачастую предопределяется разрывными нарушениями. Каньоны начали свое развитие одновременно с формированием континентального склона и продолжают активно развиваться в настоящее время. Они являются очень подвижными формами, многократно испытывающими перестройки.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

Данная категория рельефа представлена абразионно-аккумулятивными равнинами, широко развитыми на современном внешнем шельфе.

Пологонаклонная абразионно-аккумулятивная равнина выделена в восточной и северо-восточной частях листа в диапазоне глубин от 70–75 до 100 м. Ширина ее колеблется от 10 до 15 км. Наклонная абразионно-аккумулятивная равнина развита в западной части листа на глубинах 70–150 м. Ее ширина составляет от 15 до 23 км, местами уменьшается до 11 км. Выработаны обе равнины в морских и аллювиально-морских осадках новопетровской толщи. Период формирования равнин внешнего шельфа охватывает время регрессии в середине позднего неоплейстоцена при падении уровня моря от отметок –75–80 м до –100–110 м [130]. Возраст рельефа определяется как позднеплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$).

Аккумулятивный рельеф

Аккумулятивный рельеф в пределах данного листа представлен наиболее широко.

Наклонные и пологонаклонные террасы и седловины на континентальном склоне и склонах глубоководных возвышенностей, созданные комплексом гравитационных процессов, развиты на различных глубинах. Их формирование преимущественно связано с действием комплекса гравитационных

процессов: отложением оползневых масс и материала, переносимого суспензионными потоками. Возраст рельефа определен как поздненеоплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$). Развитие его продолжается и в настоящее время.

Морские равнины дна современных заливов и бухт, формирующиеся под воздействием потоково-волновых процессов при современном уровне моря, развиты на глубинах до 15–20 м. Они имеют плоско-волнистые поверхности и сложены современными осадками. Их формирование началось в позднем голоцене и продолжается в настоящее время (Q_H).

Пологонаклонные озерно-аллювиальные равнины развиты в заливе Петра Великого на продолжении крупнейших рек Приморья (Раздольной, Тумангана и др.). В границах территории листа их две. Они расположены на разных глубинах и сложены осадками поздненеоплейстоцен-голоценового возраста. Их формирование связано с разными стадиями второй регрессии позднего неоплейстоцена, когда шельф осушался и превращался в заболоченную прибрежную равнину. В настоящее время в субаквальных условиях данный тип рельефа с разной интенсивностью моделируется волновыми процессами. Равнина, расположенная на глубинах от 20 до 50 м, существенно переработана в субаквальных условиях; вторая, расположенная на глубинах от 50–70 до 75 м [16], переработана в меньшей степени. Поверхности озерно-аллювиальных равнин осложнены мелкими положительными аккумулятивными формами – валами. Возраст равнин определен как поздненеоплейстоценовый (Q_{III}).

Наклонные равнины в основании континентального склона и склонов подводных возвышенностей, созданные преимущественно комплексом гравитационных процессов, развиты на глубинах 1600–3000 м. Поверхности равнин бугристые и холмистые. Они созданы продуктами осыпания, обваливания, а также выносами высокоскоростных суспензионных потоков. Возраст рельефа данной категории поздненеоплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$). Развитие продолжается и в настоящее время.

Пологонаклонные абиссальные равнины, созданные комплексом гравитационных процессов при участии нефелоидной пелагической аккумуляции, распространены по периферии днища абиссальной котловины. Они занимают обширные пространства на глубинах 3000–3500 м в пределах континентального подножия и подножия возвышенности Ямато. Поверхности равнин преимущественно волнистые, осложнены эрозионными ложбинами и реже подводными каньонами. Ложбины и каньоны характеризуются слабыми уклонами и неглубокими врезами. Возраст рельефа определен как позднеоплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$).

Субгоризонтальная равнина нефелоидной пелагической аккумуляции развита в днище Центральной котловины. Она сложена преимущественно продуктами нефелоидной аккумуляции и характеризуется глубинами порядка 3450–3650 м. Равнина представляет собой наиболее погруженные плоские субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна, сложенного морскими преимущественно пелитовыми осадками. Эти области устойчивого осадконакопления соответствуют отрицательным новейшим структурам. Начиная с миоцена–плиоцена, они не выходили из-под уровня моря и формировались в основном, за счет нефелоидной аккумуляции. Этот процесс продолжается здесь и в настоящее время (N_1-Q_H) [201].

Морские берега на рассматриваемой площади разнообразны по степени расчленения и характеру рельефообразующих агентов, среди которых ведущими являются абразия и термоабразия, аккумуляция (морская и в меньшей степени приустьевая), а также волновая деятельность моря. Широко развиты лагунные побережья. Изрезанность береговой линии характерна для побережий залива Петра Великого, что обусловлено избирательной денудацией и характером залегания пород. Наибольшей выровненностью отличаются отрезки побережья, имеющие северо-восточное простирание [31].

История развития рельефа дна

Формирование рельефа дна Японского моря осуществлялось по стадиям, которые совпадали с периодами тектоно-магматической активизации. На границу палеогена—неогена приходится наиболее активная фаза морфотектогенеза. На этом этапе осуществляется становление морфоструктуры моря в результате многочисленных разломов коры и сдвиговых дислокаций [10, 37, 201]. С дислокациями связано появление крупных возвышенностей и котловин Японского моря, интенсивное формирование построек стратовулканов и вулканических плато, а также развитие дизъюнктивных форм рельефа.

С позднего миоцена морфоструктура моря переживает период деструкции и переходит в стадию «дряхления», когда процессами аккумулятивно-выравнивания осуществляется моделирование и захоронение структурных форм рельефа. С этого момента начинается формирование современной поверхности дна Японского моря. Начало новейшего этапа, в течение которого был сформирован современный рельеф Японского моря, соотносится с миоцен-плиоценом, когда начала обособляться глубоководная котловина [97]. С этого времени начинает оформляться континентальный склон, на котором активно развиваются гравитационные процессы. По мере увеличения глубин на склоне появляются каньоны, которые закладываются в первую очередь по тектонически ослабленным зонам трещиноватости и разломов. Наложный вулканизм в пределах возвышенностей Первенца и Ямато, а также вулканические хребты и постройки были образованы здесь в среднем миоцене. К концу позднего миоцена море затопило почти весь материковый шельф, а во внутренней части моря уменьшилась площадь островов. Значительная площадь крупных возвышенностей была занята островными шельфами [10]. В период со среднего миоцена до раннего плиоцена происходило погружение возвышенности Первенца, к концу этого периода она погрузилась примерно на ту же глубину, на которой находится в настоящее время. Существенную роль в осадконакоплении на крупных возвышенностях Первенца и Ямато, увенчанных вулканами, играли рассеянные продукты подводных извержений. Вулканическая деятельность здесь продолжалась по крайней мере до раннего плиоцена [42, 43, 74]

Трансгрессивно-регрессивная деятельность Японского моря, связанная с колебаниями уровня моря и дифференцированными неотектоническими движениями, во многом являлись определяющими в развитии шель-

фа в четвертичное время. Расчленение связано с этапами субаэрального развития, когда осушение пространств шельфа сопровождалось врезанием гидросети. В дальнейшем с наступлением моря ведущая роль в рельефообразовании шельфа переходила к абразионно-аккумулятивным процессам, которые стремились сnivelировать субаэральный рельеф [130].

Значительная регрессия моря, прервавшая в конце плиоцена процесс морского осадконакопления на шельфе, в раннем плейстоцене сменилась трансгрессией, охватившей внешнюю и среднюю зону шельфа. Береговая линия установилась на отметке -70 м. В среднем неоплейстоцене море дважды заливало внешнюю и среднюю зоны шельфа и дважды отступало к его бровке до отметок минус $170-180$ м [42, 43].

В позднем неоплейстоцене произошли две крупные морские трансгрессии (хасанская и приморская), сопоставляемые с казанцевской и каргинской трансгрессиями, выделенными в Западной Сибири, и две регрессии, по-видимому, сnivelировавшие основные черты рельефа предыдущих трансгрессивно-регрессивных этапов. Поздний неоплейстоцен начался с наиболее значительной — Хасанской трансгрессии. В это время уровень Японского моря впервые приблизился к современному его положению. За Хасанской трансгрессией началась регрессия, при которой уровень моря установился на отметках $-110-130$ м, береговая линия сместилась на внешнюю зону шельфа и поднялась только во время Приморской трансгрессии до уровня -30 м. В период второй регрессии в середине позднего плейстоцена сформировались абразионно-аккумулятивные и озерно-аллювиальные равнины. Уровень моря устанавливался на отметках до -110 м.

В конце позднего неоплейстоцена началась последняя (тихоокеанская) трансгрессия Японского моря. Подъем моря составил от минус $45-50$ м до современного его положения. На протяжении этого этапа были сформированы наклонные и ступенчатые абразионные прибрежные равнины, бенчи. Таким образом, современный облик рельефа шельфа оформился в позднем неоплейстоцене—голоцене [130].

На континентальном склоне и склонах глубоководных возвышенностей преобладают гравитационные процессы, продукты которых поступают на дно Центральной котловины. На остальной площади происходит аккумуляция морских осадков.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее древней структурой региона является Ханкайский массив, большей своей частью расположенный на территории соседнего с севера листа L-(52), 53. На площади листа K-(52), 53 доступными наблюдению образованиями являются **раннепротерозойские** метаморфические породы Сергеевской зоны Ханкайского массива, представленные карбонатно-терригенно-вулканогенной и метагабброидной формациями (авдокимовская толща и сергеевский гнейсогабброидный комплекс). Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации в условиях высоких ступеней метаморфизма ($T = 400\text{--}650^\circ$, $P = 2,4\text{--}10$ кбар). По мнению А. В. Олейникова [234], раннепротерозойские формации близки к островодужным комплексам. Второй, вероятно, более поздний этап раннепротерозойской истории Ханкайского массива связывается с формированием карбонатно-терригенно-вулканогенных формаций иманской и уссурийской серий, образования которых метаморфизованы в амфиболитовой, частично гранулитовой фациях. В отличие от раннего этапа вулканыты имели андезит-дацитовый и трахириолитовый состав. Это позволяет предположить, что геодинамическая обстановка этого времени соответствовала окраинно-континентальному поясу с прилегающими к нему задуговому и преддуговому бассейнам. Фундаментом пояса могли быть островодужные формации раннего этапа. Магматическая деятельность раннего протерозоя завершилась внедрением гранитоидов уссурийского комплекса. Последовавший тектогенез привел к формированию ядерно-купольных структур, разделенных глубокими деструктивными прогибами, в которых в **позднем рифее, раннем и среднем кембрии** на Ханкайском и в **венде—раннем кембрии** на Буреинском массивах накапливались мощные толщи карбонатно-терригенных отложений, состав которых позволяет предположить их формирование в условиях пассивной окраины. Последовавшая складчатость, сопровождавшаяся в общем-то незначительным магматизмом (орловский, вознесенский, дмитриевский комплексы), окончательно сформировали Ханкайский массив как крупный блок континентальной земной коры. Предполагается, что его размеры существенно превышали нынешние и охватывали площади Малиновской, Муравьевско-Дунайской и Западно-Приморской зон. Вероятно, Ханкайский и Буреинский массивы являлись в это время единой структурой (Амурский блок по Л. И. Красному).

На возвышенности Ямато в Японском море установлены амфиболиты, гнейсы и габбро, аналогичные образованиям Сергеевского выступа, что может свидетельствовать о заложении этой структуры на позднекембрийском основании [73].

Следующий этап геологического развития региона (**от силура до поздней перми**) можно назвать деструктивным. В силуре образуется ряд рифтовых структур и накапливаются молассоидные толщи в некоторых зонах Ханкайского массива. Крупной рифтовой структурой этого времени безусловно была Кордонкинская. Сейчас не представляется возможным определить ни размеры этой структуры, ни время ее существования. В результате последующих интенсивных коллизионных процессов рифтовая зона была практически полностью уничтожена. В настоящее время от рифтовой структуры сохранились лишь небольшие по площади блоки, сложенные терригенно-вулканогенными отложениями кордонкинской свиты, прерывистая субмеридиональная цепочка которых трассирует зону сжатия (коллизионный шов) между Ханкайским массивом и аналогичными массивами в восточной части КНР. Наличие в составе кордонкинской свиты базальтоидов толеитового типа, а также присутствие черносланцевых отложений позволяет предполагать значительное раскрытие рифта — вплоть до образования субокеанической коры.

В геосинклинальных прогибах, разделяющих докембрийские поднятия в Южном Приморье, установлены девонские отложения, что может свидетельствовать о заложении прогибов в **среднем палеозое**, хотя допускается их более раннее образование, а отсутствие рифейских и силурийских отложений в них объясняется тем, что они могли быть перекрыты мощным верхнепалеозойским—мезозойским геосинклинально-складчатым комплексом.

Преобладающий основной геодинамический режим этого времени — растяжение, выразившееся в дроблении Амурского геоблока на ряд блоков и их последующего раздвижения с образованием между ними рифтогенных структур. В пределах Амурского геоблока закладывается серия кулисообразно расположенных рифтов северо-восточного направления, активно развивавшихся **вплоть до раннего мела**. В начальный период деструкции Амурского геоблока образовались локальные системы двойных и тройных рифтовых структур. В качестве составных частей таких систем на листе можно считать Синегорскую зону, Нижнебикинскую подзону и в совокупности другие подзоны Центральной зоны. В Синегорской зоне рифтогенез был относительно вялым и завершился формированием простых депрессивных впадин, выполненных терригенными молассоидными отложениями и субщелочными вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации (супутинская, лунзенская и светлаярская толщи). С вулканитами ассоциированы сложно дифференцированные интрузии с явным щелочным уклоном: от габбромонцитов до граносиенитов и субщелочных лейкогранитов (кленовский и куйбышевский комплексы). Особенности магматизма Синегорской зоны убеждают, что процесс рифтогенеза здесь не достиг стадии полного раскрытия континентальной коры или даже ее существенного утонения, а завершился на начальной стадии.

В противоположность этой структуре деструкционные явления в Центральной рифтовой зоне были интенсивными и значительными. Они сопровождалась, во-первых, интенсивным дроблением края Ханкайского массива и внедрением в эту нарушенную зону крупных гранитоидных масс (шмаковский комплекс) и, во-вторых, полным раскрытием континентальной коры с образованием рифтовых структур, в пределах которых сформирова-

ровалась кора субокеанического типа. Для структур этого типа характерно появление офиолитовых магматических образований (сольдинская толща и тахалинский перидотит-габбровый комплекс).

Позднекаледонский тектогенез привел к новой дифференциации геосинклинальных прогибов, при этом на возникших геоантиклинальных поднятиях в карбоне и перми формировались маломощные толщи рифтогенных известняков, в прогибах накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные образования, а на континентальном склоне — терригенные осадки. В конце перми эти отложения были смяты в складки, прорваны интрузиями гранитов.

Судя по развитию разновозрастных с береговыми осадочными и интрузивными комплексами на возвышенности Ямато, эта структура развивалась в аналогичной геодинамической обстановке и, вероятно, была частью Южно-Приморской зоны.

Максимального раскрытия Центральная рифтовая зона достигла **в перми**, когда формировались упомянутые спрединговые комплексы. При этом у западного борта рифта происходили активные процессы сжатия, компенсировавшие спрединг. Результатом этого явилось формирование вулканического комплекса на восточной окраине Ханкайского массива (ранне- и позднепермские вулканиты и интрузии Малиновской зоны). Вероятно, в это же время продолжалось активное сжатие и сокращение Кордонкинской рифтовой зоны с погружением(?) рифтовых комплексов под жесткие блоки Ханкайского массива. Эти процессы сопровождались активной магматической деятельностью на окраинах Кордонкинского рифта (казачкинский и барабашевский вулканические комплексы и интрузии рязановского комплекса). По идее, аналогичный пояс должен существовать и на восточных окраинах рифта, о чем свидетельствует наличие средних и кислых вулканитов в составе пермских толщ в пределах Партизанской и Украинской зон. Но эти вулканиты имеют крайне ограниченное распространение и только в пределах небольших блоков кристаллического основания, которые можно рассматривать как осколки (микротеррейны) Ханкайского или Сергеевского массива, оторванные от западного борта рифта при его раздвижении. Раскрытие рифта Центральной зоны могло быть довольно значительным. Во всяком случае сейчас в составе мезозойских олистостромовых толщ наблюдаются крупные олистоплаки, сложенные толеитовыми базальтами и кремнистыми отложениями перми, триаса и юры, характерными для обстановок открытого океанического бассейна. **К концу перми** магматические процессы в некогда активных окраинах континентальных блоков завершились.

В триасе и юре здесь в остаточных мелководных или лагунных бассейнах формировались терригенные и угленосные формации, иногда со слабыми и кратковременными проявлениями вулканизма.

Середина мезозоя (**поздняя юра—начало раннего мела**) ознаменовалась коренной перестройкой геодинамических процессов на востоке Азиатского континента и в Сихотэ-Алинском регионе, в частности выразившейся в возникновении регионального сжатия между геоблоками региона и жесткими массивами Китайской и Сибирской платформ. Геодинамические события определялись этим все возрастающим сжатием, сокращением ранних палео-

рифтовых структур, превращением их в коллизионные швы, активизацией аккреционных процессов, выразившихся в формировании мощных олистостромовых толщ. В состав юрских олистостромовых толщ оказались включенными блоки и глыбы самых разнородных более ранних геодинамических комплексов. Формирование аккреционной призмы у восточной окраины Ханкайского массива сопровождалось интенсивным скручиванием геомасс с многократным и незакономерным пакетированием разновозрастных толщ. При этом формации спрединговой зоны оказались вплотную придвинуты к Ханкайскому массиву и даже надвинутыми на него.

Кремненакопление сменилось в прогибах терригенной седиментации, в процессе которой у подножий поднятий формировались мощные обвально-оползневые образования, состоящие из сползших по склонам доломовых толщ, и молассовые комплексы, несогласно налегающие на все более древние породы.

Продолжающееся **в раннем мелу** сжатие реализовалось в возникновении локальных зон сжатия с образованием вулканических островодужных комплексов (кемская подзона), сопровождавшихся турбидитовым осадконакоплением со слабо выраженным магматизмом в задуговом бассейне (лужкинская подзона). Раннемеловой этап развития завершился интенсивной складчатостью, во многом определившей современный структурный план Сихотэ-Алинской складчатой системы. В нее были вовлечены как раннемеловые толщи, так и более древние стратоны, которые были повторно смяты. Складчатые движения сопровождались значительными горизонтальными левосдвиговыми перемещениями и внедрением крупных гранитных интрузий (хунгаринский, татибинский, успенский комплексы). На жестких структурах Малиновской, Муравьевско-Дунайской и Западно-Приморской зон раннемеловой тектогенез проявился в формировании наложенных впадин, заполненных континентальной угленосной молассой и слабовыраженной складчатостью.

Позднемеловой—палеогеновый этап развития связан с возникновением новых геодинамических структур на востоке региона: образованием котловины Японского моря, образованием зоны сжатия у края материка и формированием над ней Восточно-Сихотэалинского вулканогена. Вначале (сеноман—кампан) эта структура развивалась как типичный лиминарный вулканический пояс. Пространственное распространение магматизма контролировалось глубокими разломами, в том числе и более раннего заложения, ограничивавшими отдельные блоки Восточной зоны. Активные процессы сжатия вызвали расслоение верхних горизонтов литосферы, выразившееся в появлении серии субгоризонтальных срывов и относительном смещении отдельных блоков, т. е. в активизации процессов сжатия в верхней части земной коры в тыловой части субдукционной зоны. Результатом этого явилось формирование серии кампан-датских магматических комплексов, образование характерных вулкано-тектонических структур, районы распространения которых хорошо очерчивают контуры смещающихся блоков.

В палеоцене—миоцене происходит активизация всех крупных разломов, образование вдоль них грабенных и депрессий, выполненных базальтоидными или базальт-риолитовыми сериями и угленосными отложениями.

В миоцен-плиоценовое время изливаются базальты, образуя обширные плато, и накапливаются континентальные отложения.

Самые молодые (палеоцен-миоценовые) вулканические комплексы вулканического пояса приурочены к типичным эпиконтинентальным рифтовым депрессиям, так или иначе связанным с активизацией крупных швов, разделяющих разнородные геоблоки. Характерными чертами магматизма этого времени являются, во-первых, резкое преобладание базальтоидного вулканизма и, во-вторых, широкое развитие контрастных бимодальных вулканических серий субщелочного типа.

В это же время в западной части листа происходит активизация крупных продольных и поперечных разломов с образованием вдоль них рифтогенных впадин-грабенов, заполнявшихся угленосной молассой, в некоторых впадинах с проявлениями контрастного базальт-риолитового вулканизма.

В миоцене—плиоцене на суше формировались щитовые вулканы и базальтовые плато. Возможно, молодой кайнозойский вулканизм свидетельствует о начале эпохи растяжения молодой орогенной области. В плиоцене—неоплейстоцене процессы рифтогенеза затухают, во впадинах формируются аллювиальные и озеро-аллювиальные равнины.

Происхождение и историю развития Япономорской впадины следует рассматривать исходя из геолого-геофизических данных [72, 74], касающихся структур и за пределами площади листа К-(52), 53. Строение докайнозойского фундамента подводных возвышенностей аналогично одновозрастным образованиям окружающей суши, что может свидетельствовать о единстве строения и развития этих структур в докайнозойское время. Метаморфические породы докембрия, абиссальные и мезоабиссальные гранитоиды формировались в структурах с мощной (30—35 км) сиалической корой, мощность промежуточного слоя в которой составляет 10—15 км. Современная мощность коры этих морфоструктур не превышает 22—26 км, что указывает на ее сокращение путем деструктивного преобразования континентальных блоков коры. В нижнем миоцене на ряде подводных возвышенностей (Южное Ямато, Оки и др.) завершается формирование покровов субэральных щелочных вулканитов трахиандезитовой серии (свита Оки) и отложение олигоцен-нижнемиоценовой толщи с пресноводными диатомеями, свидетельствующими о субэральных условиях развития этих возвышенностей. Со среднего миоцена на возвышенностях и в глубоководной котловине начинают отлагаться толщи с морской фауной, в основании которых на некоторых возвышенностях (Витязя) залегает базальный горизонт валунников, сформированный в прибрежно-морских условиях. Современное положение этого горизонта (на глубине 1700—2200 м ниже уровня моря) указывает на значительное опускание япономорских структур со среднемиоценового времени. В раннемиоценовое время (23—17 млн лет) в основном завершился процесс формирования магматического фундамента Центральной глубоководной котловины, сложенного базальтами из магматических расплавов контаминирующих кристаллические породы. Морское осадконакопление в котловинах начинается с низов среднего миоцена (15 млн лет).

Геологические данные, геохимия и изотопный состав магматических пород указывают на заложение впадины Японского моря на континентальной коре. Появление океанической коры в восточной части Центральной

(Японской) котловины связано с проявлением спрединга в исходной континентальной коре.

Образование впадины Японского моря, возможно, явилось следствием растяжения, вызванного относительным перемещением Тихоокеанского и Евразийского блоков коры и внедрения мантийного плюма, начало которого приходится, вероятно, на меловое время. Эти процессы сопровождались разогревом нижней части земной коры, ее разуплотнением и растяжением, проявлением рифтогенеза, в результате которого начали образовываться глубоководные котловины. В течение кайнозоя продолжались рифтогенез и опускание блоков земной коры по глубинным разломам, что сопровождалось подъемом и излиянием щелочных магм. Этот процесс протекал циклично, с различными скоростями. Наиболее быстро он шел на рубеже палеогена и неогена (23–19 млн лет) и сопровождался излиянием субщелочных вулканитов трахиандезитовой серии на обширных площадях моря и формированием толщи «зеленых туфов» в Японии. Вертикальные движения происходили на фоне продолжающегося рифтогенеза в глубоководных котловинах, который охватывает и крупные подводные возвышенности, разделяя их на более мелкие блоки. При рифтогенезе краевые части подводных возвышенностей приобретают ступенчатое строение за счет сбросов, поверхность которых имеет крутые борта, и в них обнажаются породы складчатого фундамента.

На основе лито-фациального анализа и характера изменений микрофоссилий в кайнозойских отложениях предпринята попытка определения климатических условий и условий осадконакопления в этот период.

В олигоцен-рэннемиоценовое время большая часть возвышенностей Японского моря продолжала оставаться сушей, о чем свидетельствует широкое распространение на большинстве из них (Ямато, Витязя, Криштофовича) вулканокластической толщи, содержащей в своем составе игнибриды и спекшиеся туфы, обычно формирующиеся в субаэральных условиях [76]. Аналогичные условия сохранялись примерно в это же время на Японских островах и Сахалине, в пределах которых продолжалось формирование вулканогенно-осадочной толщи «зеленых туфов». Кроме того, на ряде подводных возвышенностей установлено развитие туфогенно-терригенной толщи, содержащей комплексы пресноводных диатомей и спорово-пыльцевые комплексы, отлагающиеся в пресноводных озерных бассейнах [125].

Подъем и излияние щелочной магмы, формирующей вулканокластическую толщу, происходило по глубинным разломам с одновременным опусканием блоков земной коры и расширением площади морского бассейна, который существовал в пределах Центральной котловины. Об этом свидетельствует наличие раннемиоценовых диатомей и радиолярий в осадках этой котловины, указывающих на существование нормальных морских бассейнов [126]. Эти бассейны, вероятно, проникали заливами до уровня современного материкового склона Приморья, на отдельных участках которого отлагались осадки с комплексом раннемиоценовых диатомей и радиолярий.

В пределах прилегающей суши в Приморье в это время накапливались континентальные отложения надеждинской и усть-давыдовской свит.

Не позднее раннего миоцена возвышенность Первенца была отделена от Приморья, о чем может свидетельствовать мощность и строение осадочного слоя в области между возвышенностью и материковым склоном [43, 44]. Мощность и строение осадочного слоя здесь такие же, что и в Японской котловине, где осадконакопление началось по крайней мере со среднего миоцена. В раннем миоцене продолжался процесс образования впадины Японского моря, сопровождавшийся растяжением и утонением земной коры и спредингом морского дна в северо-восточной части Японской котловины. Наложенный вулканизм проявился на возвышенности Первенца, Богорова, Тарасова и др. после их отделения от континента. Вулканические хребты были образованы здесь в среднем миоцене (13 млн лет). Породы, поднятые драгами со склонов западного хребта возвышенности Первенца, отнесены к среднемиоцен-плиоценовому вулканическому комплексу [10]. Согласно микропалеонтологическим данным, в период со среднего миоцена до раннего плиоцена происходило погружение возвышенности Первенца, к концу этого периода она погрузилась примерно на ту же глубину, на которой находится в настоящее время.

Возвышенность Первенца и поднятие на выходе залива Петра Великого к материковому склону служили седиментационной ловушкой между возвышенностями и материковым склоном, в которой откладывалась большая часть материала, сносимого с континента. Переносом терригенного материала в эту ловушку определяется увеличение мощности верхнего стратифицированного комплекса при приближении к подошве материкового склона. Эти возвышенности были своеобразной плотиной, препятствующей выносу терригенного материала потоками различной природы в открытую часть Японской котловины.

В среднемиоценовое время началось глобальное повышение уровня Мирового океана, которое захватило и Японское море, в пределах которого это явление совпало с погружением отдельных его структур, связанным с рифтогенезом [10]. Это значительно расширило площадь морской седиментации, результатом которой явилось накопление среднемиоценовых толщ с морской фауной повсеместно на материковом и островном шельфе и на большинстве возвышенностей. В основании этих толщ довольно часто наблюдается базальный горизонт валунников и конгломератов, образовавшихся в прибрежно-морских условиях. Современное положение этого горизонта на глубинах 1700–2200 м ниже уровня моря свидетельствует о значительном опускании япономорских структур в послемииоценовое время. Для этого времени характерно и глобальное повышение температуры, о чем свидетельствует большое разнообразие и численность теплолюбивых видов диатомей и радиолярий, количество которых начало увеличиваться в конце раннего миоцена [126]. Для юго-восточной части моря характерны более теплолюбивые виды, чем для северо-западной. Связь с океаном была максимальной, поскольку он отделялся от моря только отдельными островами Японского архипелага.

С середины среднего миоцена началось заметное похолодание и понижение уровня моря, поскольку заметно возрастает роль холодноводных и неретических видов диатомей в отложениях всех структур моря [126]. С этого времени на материковом склоне Приморья и на возвышенности Алпатова

осадконакопление протекало в условиях шельфа, осадки сохранились до конца миоцена. Хребет Северное Ямато представлял собой остров с узким шельфом, с крутыми склонами и глубокими заливами [5].

В позднемиоценовое время продолжалось похолодание климата, которое сопровождалось усилением апвеллинга и накоплением более чистых диатомовых илов [126]. При этом на возвышенностях Первенца, Ямато и Восточно-Корейской условия осадконакопления приближались к склоновым, а на хребтах Оки, Окусири и Алпатова — к шельфовым. Продолжалось погружение шельфа и подводных возвышенностей.

К концу позднего миоцена море затопило почти весь материковый шельф, а во внутренней части моря уменьшилась площадь островов. Значительная площадь крупных возвышенностей была занята островными шельфами [10].

Плиоценовая эпоха. Раннеплиоценовая трансгрессия, связанная с погружением дна Японского моря и повышением уровня Мирового океана, привела к перекрытию вулканогенно-органогенно-терригенными отложениями миоценовых толщ. На склонах островов и незатопленных морем выходов фундамента это перекрытие происходило с размывом и угловым несогласием, что подтверждается наличием горизонта базальных конгломератов в основании толщи [10]. Доминирующая роль борреальных и субарктических видов диатомей [141] в раннеплиоценовых осадках свидетельствует о холодном климате в япономорском бассейне, в северных районах которого распространялись льды. Спорадические находки тепловодных видов диатомей позволяют предполагать, что Японское море не было постоянно холодным в плиоценовую эпоху [126].

В позднем плиоцене началась регрессия моря с одновременным продолжением сводового поднятия Сихоте-Алиня, что привело к усилению денудации и накоплению грубообломочного материала. Цитологический состав плиоценовых отложений заметно отличается от миоценовых обилием грубозернистого терригенного и пирокластического материала, что может свидетельствовать об активизации вулканической деятельности в япономорском регионе в это время.

История четвертичного периода геологического развития описываемой акватории сводится к накоплению осадочных толщ как в глубоководной части моря (эоплейстоцен — диатомиты, глинистые, песчано-алевритовые осадки, обычно с вулканическими пеплами; неоплейстоцен—голоцен — морские обломочные отложения), так и на шельфе (морские обломочные отложения).

На шельфе в позднем неоплейстоцене и голоцене произошло три трансгрессии (хасанская, сопоставимая с казанцевской; приморская, сопоставимая с каргинской, тихоокеанская) и две регрессии, развитие которых привело к образованию шельфовой толщи морских осадков (см. гл. «Стратиграфия. Четвертичная система»).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа К-(52), 53 богата разнообразными полезными ископаемыми. Размещены они крайне неравномерно по площади, что обусловлено геологическим строением, разной степенью изученности, а также различной освоенностью отдельных районов Приморского края.

В пределах листа известны многочисленные месторождения и проявления бурых и каменных углей, свинца, цинка, олова, вольфрама, серебра, россыпного и коренного золота, поделочных камней, строительных материалов, пресных и минеральных подземных вод и лечебных грязей.

Надежной и качественной минерально-сырьевой базой на длительный срок обеспечены угледобывающие компании, эксплуатирующие буроугольные месторождения. Доля этих месторождений в добыче угля достигает 90 % и при необходимости может быть увеличена. Сложившиеся на дальневосточном рынке цены на энергоносители и отсутствие государственной поддержки угледобывающей отрасли резко сократили рентабельную минерально-сырьевую базу каменного угля. Практически ликвидирована подземная добыча каменного угля. Сейчас его экономически целесообразная добыча может вестись только открытым или штольневым способами или уклонами. Однако запасы, пригодные для такой отработки, составляют всего 5–7 % от разведанных по промышленным категориям.

Минерально-сырьевой потенциал площади, несмотря на десятилетия интенсивной эксплуатации, реализован далеко не полностью и не исчерпывается традиционными полезными ископаемыми. Данные, полученные в последние десятки лет, позволяют с определенным оптимизмом оценивать вероятность обнаружения новых месторождений рудного золота и серебра, вольфрама.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Месторождения нефти и газа на территории листа пока не выявлены. Известны проявления нефти в отложениях нижнего мела, палеогена и неогена (II-4-20) и проявления газа (II-2-51, 58, 59, 67, 68, 70, 75, 81).

В качестве перспективных по нефти и газу можно выделить ряд мезокайнозойских впадин, которые относятся к разряду потенциально нефтегазоносных бассейнов и к которым приурочены все известные проявления.

Всего выделено три подобных бассейна: Раздольненский, Славянский, Партизанский.

На акватории Японского моря, в пределах Центральной Япономорской провинции, как на шельфе, так и в глубоководной котловине, по ряду структурных признаков выделяется ряд площадей, потенциально перспективных на углеводородное сырье. Сведения о них даны в гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых».

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Практически значимая угленосность в Приморье приурочена к мезозойским и кайнозойским отложениям. Кайнозойские угленосные структуры с палеоген-неогеновым угленакоплением широко распространены во впадинах Муравьевско-Дунайской зоны. Мезозойская угленосность триасового и мелового возрастов сконцентрирована в северо-западной и центральной части территории суши. Изучение угленосности территории показало, что угли всех возрастов формировались в бассейнах преимущественно с лимническими условиями угленакопления, к паралическому типу частично относятся триасовые и меловые угли. По качеству угли разделяются на каменные и бурые. Степень углефикации уменьшается от триасовых углей к неогеновым. Каменные угли триаса составляют примерно 9 % топливных ресурсов Приморья, каменные угли мелового возраста – 23 %, палеоген-неогеновые бурые угли – 68 %. Месторождения углей расположены в благоприятных географо-экономических условиях с развитой транспортной инфраструктурой.

Уголь каменный

Всего на площади известно 10 месторождений угля (два средних по запасам, восемь мелких) и 14 проявлений. Среди них по возрасту выделяют угли триасового (Южно-Приморский каменноугольный бассейн) и раннемелового (Партизанский и Раздольненский бассейны) возраста. Южно-Приморский бассейн объединяет три угольные площади – Перевозненская, Адамовская и Монгугайская, из которых наиболее хорошо изучена последняя. Монгугайская угольная площадь расположена на западном побережье Амурского залива.

Угленосность отложений триасового возраста приурочена к карнийскому и норийскому ярусам. Разрез этих отложений, содержащих два угленосных горизонта, характеризуется переслаиванием морских, прибрежно-морских и континентальных фаций, формирование которых обусловлено частым перемещением береговой линии поздне триасового моря в обоих направлениях. Всего в разрезе установлено 25 пластов и пропластков каменного угля мощностью от первых сантиметров до 30 м. Строение пластов сложное, наблюдается частое переслаивание пачек угля, углистых пород и пород различного гранулометрического состава. Все угольные пласты в сильной степени изменчивы: замещение угольной массы породными прослоями и резкое изменение мощности наблюдается на коротком рас-

стоянии. Пласты характеризуются высокой степенью нарушенности. Качество триасовых углей исследовано недостаточно. В более или менее полном объеме изучение качественного состава произведено на проявлениях Монгугайской площади (II-2-10). Угли имеют высокую зольность (изменяется от 11 до 50 %, чаще всего 30–40 %). Содержание влаги до 10 % (в среднем 2–5 %), выход летучих от 5 до 33 % (в среднем 8–11 %), содержание водорода 3–4 %, углерода 80–90 %, серы 0,3–0,4 %, теплотворная способность 32–33 МДж/кг. Все показатели приведены в расчете на горючую массу. Коксующиеся угли установлены на Филипповском участке в пластах III и VI. Угли труднообогатимы. По марочному составу угли относятся к тощим (Т), паровично-жирным (ПЖ), газовым (Г), отошено-слипающимся (ОС, ПС), коксующимся (К). Общие прогнозные ресурсы углей составляют 855 млн т (P_1 – 6 %, P_2 – 20 %, P_3 – 74 %). Необходимость изучения триасовой угленосности обусловлена возрастающим дефицитом добываемого в крае угля, а также наличием среди триасовых углей разностей, пригодных для коксования и антрацитов. Для первоочередного изучения предлагаются Адамовская и Монгугайская угленосные площади. Ввиду невозможности разрабатывать триасовые угли открытыми разрезами, добыча их в настоящее время не производится.

С нижнемеловой эпохой углеобразования связана угленосность отложений готерив-альба и апта-альба, представленных сучанской и никанской сериями. Нижнемеловые каменноугольные месторождения представлены тремя средними месторождениями и восемью мелкими.

Партизанский бассейн сложен нижнемеловыми отложениями сучанской серии общей мощностью 1300 м. Фациальный состав отложений меняется от континентальных до прибрежно-морских. Количество пластов угля колеблется от 20 до 48, мощность – от 0,7 до 8,1 м. В составе сучанской серии выделены две свиты: нижняя – старосучанская (280–800 м) и верхняя – северосучанская (260–500 м). В старосучанской свите выделено 26 угольных пластов, из которых 17 имеют промышленное значение. В северосучанской свите выделено 22 угольных пласта, из которых 16 имеют промышленное значение. Угольные пласты как простого, так и сложного строения. В связи с интенсивной тектоникой, крутыми залеганиями пластов угля, отсутствия разрезов для открытой отработки углей, в новых экономических условиях все шахты Партизанского угольного бассейна закрыты.

Раздольненский бассейн находится в юго-западной части территории листа и частично на сопредельной территории Китая. На территории листа площадь бассейна около 5000 км². Представлен никанской серией, в составе которой выделены две угленосные свиты (уссурийская и липовецкая) и одна безугольная (галенковская).

К этому угольному бассейну приурочены Константиновское (I-2-2), Алексе-Никольское (I-2-6), Уссурийское (I-3-11) месторождения каменных углей. Месторождение Алексе-Никольское отрабатывается в настоящее время.

Прогнозные ресурсы углей Раздольненского бассейна составляют 654 млн т, в том числе 265 млн т категории P_1 , 333 млн т категории P_2 и 65 млн т категории P_3 .

В настоящее время по экономическим причинам добыча угля на всех месторождениях Раздольненского бассейна практически приостановлена [26].

Уголь бурый

Выделяются три эпохи интенсивного угленакопления: эоценовая, эоцен-олигоценовая и олигоцен-миоценовая и эпоха слабого угленакопления: палеоцен-эоценовая. Угленосные отложения выполняют многочисленные впадины, представляющие собой наложенные структуры, приуроченные к депрессионным просадкам вдоль разломов. Угли кайнозойского возраста бурые, технологических групп ИВВ–ЗБВ. Запасы и ресурсы бурого угля в Приморье обеспечивают основной объем его добычи открытым и шахтным способом как в настоящее время, так и на перспективу. На территории листа известно четыре средних (два эксплуатируются), пять малых (два эксплуатируются) месторождений угля и семь углепроявлений. Большая часть месторождений и проявлений сосредоточены в северо-западной части территории суши. В Государственном балансе запасов РФ на учете стоят 16 месторождений.

Месторождение Артемовское (I-3-40) расположено в центральной и восточной частях Артемо-Тавричанской впадины и заложено вдоль крупного разлома северо-восточного простирания. Фундамент впадины представлен отложениями перми, триаса и нижнего мела. Кайнозойский чехол месторождения представлен (снизу): угловской свитой с 12 группами угловых пластов мощностью от 0,5 до нескольких метров. Мощность свиты колеблется от 200 до 770 м. Надеждинская свита залегает на угловской. Представлена алевrolитами и аргиллитами мощностью 250 м. Усть-давыдовская свита залегает на отложениях надеждинской свиты согласно. Преобладают в ее составе песчаники. Мощность ее 400 м. Суйфунская свита залегает с размывом на всех более древних свитах. В структурном отношении Угловская впадина представляет собой мульду с северо-восточным простиранием оси, а северо-западный борт впадины осложнен крупным разломом. Размеры мульды 20 × 12 км, максимальная глубина прогибания в центре – 1300 м. Угли Артемовского месторождения плотные, черного и буровато-черного цвета, матовые и полублестящие. По генетической принадлежности угли – гумусовые, класса гелитолитов. По разведанным запасам месторождение относится к средним. Запасы месторождения категорий А + В + С₁ – 127 935 тыс. т, С₂ – 8678 тыс. т.

Месторождение Шкотовское (Майхинское) (I-3-50) среднее по запасам, в настоящее время эксплуатируется. Это буроугольное месторождение приурочено к одноименной приразломной впадине, расположенной в вершине Уссурийского залива в 30 км северо-восточнее г. Владивосток. Впадина протягивается на 37 км в виде узкого прогиба северо-восточного простирания. Максимальная ее ширина на юге 9 км. Здесь же установлена и наибольшая глубина – 800 м. Фундамент угленосной впадины сложен преимущественно верхнепермскими эффузивно-терригенными образованиями. Границы месторождения определяются контурами впадины, выполненной угленосными отложениями. Чехол Шкотовской впадины представ-

лен отложениями палеогена и неогена. Угловская свита залегает в основании угленосных отложений, которые не выдержаны по мощности и составу. Мощность ее достигает 300 м. Свита вмещает до 20 угольных пластов и пропластков, из которых три-шесть имеют промышленное значение. В составе свиты преобладают алевролиты и аргиллиты (67 % разреза), песчаники различной зернистости слагают 20 % разреза, остальное приходится на угли и углистые породы. Мощность угленосных пород колеблется в широких пределах – от 0,1 до 12,5 м. Всего на месторождении выделено девять групп пластов. Основные качественные показатели углей угловской свиты: $W_i^d - 20-29 \%$, $A^d - 16-23$, $S_p^d - 0,2-0,3$, $V^{daf} - 49-53$, $C^{daf} - 69-71$, $H^{daf} - 4,6-6,6$, $Q_i^v - 15,5-19$ МДж/кг, $Q_{s(rA)}^{daf} - 28,5-30,2$ МДж/кг, $(HA)_i^{daf} - 7,5-28,1 \%$, $V^d - 3,0-6,8$, $Ro - 0,35$, ЕОК-3. Угли обладают хорошими сыпучими свойствами, склонны к окислению и самовозгоранию. Согласно ГОСТ 25543-88, угли относятся к марке Б, группе 2Б, подгруппе 2БВ. Угли Шкотовского месторождения характеризуются повышенным содержанием галлия, германия, достигающими в отдельных пробах 150 г/т. Средние содержания этих элементов 2,6–20 г/т. Наибольший интерес представляет Шкотовское месторождение германия, высокие содержания которого установлены в высокозольных углях и углистых породах.

Запасы на 1.01.2006 г. по категориям $A + B + C_1 - 244\ 246$ тыс. т, $C_2 - 242\ 973$ тыс. т.

Прочие месторождения и проявления бурого угля по строению разреза, мощности пластов и качеству углей близки к вышеописанным, отличаются лишь степенью изученности.

Буроугольные месторождения Глуховское (I-3-26), Бонивуровское (I-3-31), Нежинское (I-2-27), Амбинское (I-2-31), Раковское (I-3-13), Хасанское (II-1-9) и проявления: Воздвиженское (I-2-7), Пушкинское (I-2-19), Даниловское (I-3-9), Смольненское (I-3-21), Партизанское (I-4-14), Березовское (I-5-37), Синеутесовское (II-2-25) без сомнения будут востребованы со временем [116].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Месторождения и проявления железа на территории листа принадлежат в основном к магнетитовому скарновому типу рудных формаций.

Скарновые железорудные месторождения известны в Ольгинском районе. Представлены гранат-магнетитовыми и гранат-пироксен-магнетитовыми скарнами. Содержание железа от 30 до 60 %, руды легко обогащаются путем мокрой сепарации, содержание в концентрате 60–75 %, извлечение до 75–80 %. В 1930–1940-е годы эти руды добывались для нужд плавильного свинцового завода в Дальнегорске и частично вывозились в Японию как металлургическое сырье. Першинское (I-6-19) месторождение отработано практически полностью. Крупное Белогорское месторождение (I-6-13) обрабатывается в настоящее время для тех же нужд, что и раньше. Запасы двух средних месторождений, равно как и сходных с ними рудопроявлений

г. Зарод, Лиственничное, Мраморный Мыс (южнее Першинского месторождения, I-6-26) незначительны.

Месторождение железных руд Белогорское (I-6-13) расположено в Ольгинском районе, в 1 км восточнее горы Белая, в 16 км северо-западнее пос. Ольга. Сложено гранат-магнетитовыми и гранат-геденбергитовыми скарнами. Содержание железа в среднем составляет 32,9 %, серы — 0,065 %, фосфора — 0,03 %, олова — 0,12 %, цинка — 0,1–0,2 %, меди — 0,1 %, марганца до 3 %.

Запасы магнетитовых руд по уч. Белогорский незначительны и составляют (по категориям В + С₁ + С₂) 2,53 млн т, по уч. Благодатный — 2,92 млн т [242, 254].

Железомарганцевые образования (ЖМО) (корки и конкреции) развиты исключительно в глубоководной части Японского моря на вулканических постройках Центральной глубоководной котловины. Они принципиально сходны с ЖМО Мирового океана, описанные в обширной литературе [23, 50, 86]. Известны поля железо-марганцевых конкреций и корок на поднятии Первенца (IV-3-1–5), поднятии Тарасова (III-4-2–4), поднятии Беляевского Безымянное (IV-5-1–3). На всех этих участках совместно с вулканитами в драгах поднимались железомарганцевые конкреции и корки. Обычно они поднимаются в виде глыб размером 25–40 см, с неровной кавернозной поверхностью, и более мелких (5–8 см) обломков, а также корок на поверхности базальтов толщиной 1,5–5,0 см (табл. 8). Это черные или темно-серые с бурым оттенком рыхлые породы, в которых часто на свежем изломе наблюдается слоистость с внутренними темно-коричневыми и внешними черными прослоями толщиной 0,5–2,0 см. Крупные глыбы часто состоят из сросшихся мелких (0,3–2,0 см) округлых конкреций [102]. ЖМК сложены марганцевыми минералами — бернесситом и тодорокитом, причем в зональных корках нижние (внутренние) их части сложены в основном бернесситом, который постепенно сменяется слабо раскрысталлизованным тодорокитом, преобладающим в верхней части корки [133].

Титан. В районе известно одно коренное проявление титана — Кленовское (I-3-22), связанное с габброидами кленовского комплекса.

Россыпные проявления титановой минерализации в виде концентраций ильменита установлены в отложениях шельфа. Как и магнетит, наиболее богатые скопления ильменита образуются на пляжах. Так, у островов Рейнеке и Рикорда, пространственно входящих в Славянский золоторудный узел, содержания ильменита достигают 30–80 кг/м³. Часто ильменит наблюдается на участках дефицита наносов, образуя на таких площадях шлиховые ореолы. Однако ввиду низких содержаний, эти концентрации ильменита практического значения не имеют, и ильменит может рассматриваться как попутный компонент.

Хасанская титановая площадь расположена на территории Хасанского района и включает шельфовую часть в районе устья р. Туманная (бух. р. Сивучья) (III-1-11), и бух. Новгородская (III-1-10) [173].

Совершенно особое место занимают магнетито-гематитовые пески по морскому побережью от устья р. Туманная (на корейской границе) к северу — до мыса Фальшивый. На берегу материка, по М. К. Елиашевичу, меж-

Распространение ЖМК и их характеристика [201]

№ П/П	Номер станции	Широта	Долгота	Глубина	Характеристика ЖМК	Содержание элементов
1	931	41°46,4'	132°21'	1700–1400	Глыба 25 см из агрегатов мелких (0,3–2,0 см) конкреций	Mn – 42,2 %, Fe – 2,4 %
2	933	41°43,6'	132°22,5'	2200–2000	Обломки 3–5 см ЖМ корки	
3	1142	41°43,9'	132°21,3'	1570–1500	Обломок 4 × 4 см ЖМ корки	
4	1150	42°06,5'	133°42,1'	1800–1700	Мелкие обломки ЖМ корки	
5	1155	42°04'	133°42,3'	1800–1650	Обломок 3,5 × 2,5 см ЖМ корки	
6	1164	41°42,1'	132°19,8'	1500–1450	Мелкие обломки ЖМ корки	
7	1165	41°42,1'	132°19,7'	1500–1450	Обломки 6 × 5 см ЖМ корки	
8	2068	41°25,2'	134 58'	2800–2500	ЖМ конкреции диаметром 2–3 см	
9	2069	426'	134°59,6'	2500–2200	Брекчии базальтов (30 × 20 × 15 см) цементированные ЖМ материалом тонкополоччатой текстуры	MnO ₂ – 70,4 %, Ni – 610 г/т, Cu – 70, Co – 280, Cr – 25, V – 172 г/т
10	2070	426,1'	134°59'	3400–3100	Обломки 6 × 4 см ЖМ корок	
11	3135	42°06'	133°44,2'	2050–1900	Обломки ЖМ корок	
12	3136	42°27,1'	134°56,5'	2500–2400	Обломки ЖМ, ЖМ корок	Mn – 50,73 %, Ni + Co + + Cu – 0,015 %
13	3144	40°13,4'	133°49'	1640–1620	Обломки ЖМ корок	

ду устьем р. Туманная и бух. Экспедиции, протягивается береговой вал более, чем на 20 км, при средней ширине 107–128 м и средней высоте около 1,42 м. Руда в виде песка, отчасти равномерно рассеяна во всей массе вала, отчасти сосредоточена в обособленных прослойках и состоит почти из равных количеств магнитного и не притягивающегося магнитом железного песка. Содержание железа в магнитном песке 63,08 %, в немагнитном – 31,25 %, в общей, несортированной пробе – 52,10 %. Определенные, действительные и вероятные запасы исчислены Елиашевичем в 163 079 т, возможные (под береговым валом, ниже уровня моря и на поверхности прибойной полосы морского дна) принимаются им в 1 146 601 т.

В 1970–1971 гг. на шельфе Южного Приморья поисковыми работами было продолжено изучение двух россыпей титано-магнетитовых песков [265]. Одна из них расположена вблизи границы с КНДР, от р. Туманная до бух. Сивучья.

Среди голоценовых морских отложений современного морского пляжа и до изобаты 20 м бурением обнаружены мелко-среднезернистые титаномагнетитовые пески. Рудные минералы представлены в основном ильменитом и титаномагнетитом, присутствуют сфен, циркон и др. Длина перспективной титаноносной площади Сивучья составляет 20 км, ширина изменяется от 1,5 до 3,5 км, составляя в среднем 2 км. Россыпь же в среднем имеет ширину 500 м. Мощность продуктивного слоя, по данным бурения, составляет 6,9 м.

Вторая россыпь Хасанской площади выявлена в бух. Новгородская. Россыпь Новгородская распространяется на всю акваторию бухты и имеет ориентировочную площадь 18 млн м². Средняя мощность, по данным буровых скважин, составляет 5,5 м, при среднем содержании условного ильменита 20 кг/м³.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На территории известно девять проявлений и два пункта минерализации меди. Медное оруденение на территории листа имеет широкое распространение. Следы медной минерализации обнаружены во всех минералогических зонах листа, но самостоятельных месторождений, пригодных для промышленного освоения, пока не установлено. В целом степень изученности листа на медное оруденение остается сравнительно низкой, так как медь не относится к числу профилирующих металлов, и ей отводится второстепенная роль при поисках и оценке рудных месторождений. В лучшем случае медное оруденение зарегистрировано в виде непромышленных месторождений, требующих дальнейшего изучения или как сопутствующий компонент в полиметаллических, оловянно-полиметаллических, вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождениях. Средние содержания меди в руде составляют: для полиметаллических месторождений – 0,1–0,42 %, вольфрамовых – 0,17–0,41 %, оловянных – до 1,17 %, оловянно-полиметаллических – до 0,36 %, вольфрам-оловянных – до 0,042 %. По данным В. В. Белова [157], на площади листа подавляющее количество проявлений медной минерализации относится к медно-порфировому типу [232].

Свинец. На территории листа известно одно малое месторождение Скалистое (I-5-16), девять проявлений. Большинство проявлений сосредоточены в Ольгинском железо-цинк-свинцоворудном районе. Проявления и пункты минерализации свинца относятся к гидротермальному высоко- и среднетемпературному типу и связаны с разновозрастными гранитоидами. Они представляют собой либо кварцевые жилы с повышенными содержаниями свинца, либо зоны гидротермального изменения и дробления с вкрапленностью и линзовидными обособлениями галенита. Наряду с повышенными содержаниями свинца (от 0,01 до 1,5 %, редко выше) для проявлений характерно наличие олова, серебра, реже молибдена, меди, вольфрама, золота (тысячные и сотые доли процента). Всегда почти присутствует цинк (от десятых до процентов). Промышленной значимости проявления и пункты минерализации свинца не имеют.

Свинец и цинк. Промышленное полиметаллическое оруденение, связанное со скарновым (80 %) и жильным (20 %) типами, проявлено преимущественно в Дальнегорском рудном районе, расположенном на соседнем к северу листе L-53. Известно одно малое месторождение Скалистое (I-5-16) и три проявления с полиметаллической минерализацией на территории суши листа K-53, сосредоточенных в пределах Фурмановского и Ольгинского рудных районов. Полиметаллическая минерализация связана преимущественно со свинцово-цинковой скарновой рудной формацией [198].

Свинец, цинк, серебро. Месторождение полиметаллическое Фасольное (I-5-42) находится в 17 км к юго-западу от Щербаковского месторождения, в бассейне рек Маргаритовка и Милоградовка. Пространственно приурочено к эродированному блоку осадочных пород – фрагменту Щербаковского поднятия и охватывает аномальную область с контрастно проявленными вторичными ореолами свинца и с выявленными в их пределах полиметаллическими рудными телами.

Основные рудные тела месторождения (в общей сложности выявлено 15 рудных тел) локализованы в пределах жильной серии меридионального простирания (ширина ее 250–400 м, протяженность – 2100 м) и относятся к жильному и жильно-прожилковому типам с магнетит-полиметаллическим оруденением. Они сложены массивными и брекчиевыми рудами, основные рудные минералы в них – магнетит, сфалерит, галенит, при резко подчиненных количествах пирита, пирротина, халькопирита, станнина. Балансовые запасы категорий $C_1 + C_2$ составляют: руды 2115,2 тыс. т, свинца 91,92 тыс. т, цинка 110,69 тыс. т, серебра 175,7 т при средних содержаниях свинца 4,31–5,14 %, цинка 5,21–5,82 %, серебра 78–88 г/т. Кроме свинца, цинка, серебра практический интерес представляют магнетит, кадмий, висмут, индий. Разведанный (не до выклинивания) вертикальный размах промышленного оруденения составляет 360 м при средних содержаниях Pb – 4,36 %, Zn – 5,27 %, Ag – 85 г/т и средней мощности рудных тел 1,75 м. С глубиной характер оруденения не меняется. Горно-геологические условия благоприятны для проходки подземных горных выработок. При этом на месторождении достаточно детально изучена его северная часть. Основ-

ные перспективы прироста запасов на месторождении связаны с доразведкой его южных флангов.

Цинк. На территории листа известно одно проявление цинковой минерализации Угловое (II-1-5), связанное со свинцово-цинковой жильной рудной формацией.

Вольфрам. На площади листа известны одно среднее и одно малое месторождения, 19 проявлений, шесть пунктов минерализации, 15 шлиховых ореолов вольфрама. Сосредоточены они в основном в Прибрежной минералогической зоне. Вольфрамовые месторождения и рудопроявления представлены шеелитовой скарновой и вольфрамит-кварцевой рудными формациями.

В настоящее время на соседнем к северу листе L-53 отрабатываются два крупных вольфрамовых месторождения шеелитовой скарновой формации – Лермонтовское и Восток-2. На первом балансовые запасы будут отработаны через 5–7 лет, на втором – через 10–15 лет. В связи с этим назрела необходимость срочного восполнения запасов и проведения поисково-оценочных работ вблизи этих месторождений.

Наибольшее внимание привлекает месторождение Рудное (I-5-21) Облачного рудного узла, расположенное на водораздельной части рек Уссури и Извилинка. Оруденение локализуется в терригенных и кремнисто-терригенных отложениях триаса, юры и мела и контролируется разрывными структурами Фурмановского глубинного разлома. Рудные тела месторождения размещаются в тектонически ослабленной зоне шириной 2–2,5 км и протяженностью 4,6 км. Вскрыто и изучено большое количество рудных зон прожилково-вкрапленного оруденения штокверкового типа протяженностью от 110 до 410 м, мощностью 15–20 м с вертикальным размахом промышленного оруденения 450 м. Наиболее изучена зона Центральная, по которой подсчитаны запасы триоксида вольфрама категории C_2 в количестве 2300 т с содержанием WO_3 – 0,54 % и прогнозные ресурсы категории P_2 с содержанием триоксида вольфрама 0,5 % в количестве 5000 т. Зона Новая прослежена на 160 м, при средней мощности 1,3 м и среднем содержании WO_3 – 0,9 % (0,44–1,96 %). В зоне проявлена богатая (до 4,36 %) оловянная минерализация. Вертикальный размах оруденения более 100 м. В зоне Восточная содержание WO_3 от 0,17 до 1,14 % на мощность 1,2 м. В единичных пересечениях в пределах рудного поля вскрыто значительное количество рудных тел, мощность которых достигала 4,6 м, а содержание триоксида вольфрама нередко превышало 1 %. Эти данные показывают, что на месторождении имеется значительное количество не оцененных рудных тел, которые могут представлять промышленный интерес.

Месторождение Беневское (II-4-14) расположено на территории листа K-53. На нем выявлено 16 шеелит-скарновых рудных тел, представленных небольшими по размерам крутопадающими линзообразными залежами гранатовых и пироксеновых скарнов, выклинивающихся на небольшой глубине. Наиболее крупными являются рудные тела № 2, 3, 12, имеющие протяженность 50–100 м, среднюю мощность первые метры, средние содержания триоксида вольфрама 0,44–3,13 %. В связи с малыми размерами рудных тел месторождение оценено как малоперспективное.

Многочисленные проявления, пункты минерализации и шлиховые ореолы вольфрамовой минерализации на площади листа в основном были оценены в свое время оперативно, и на наиболее перспективных из них были проведены детализационные работы, но заслуживающих внимания объектов не выявлено [197, 216].

Молибден. В пределах изученной площади на берегу Японского моря обнаружены два пункта минерализации молибдена: в устье р. Черная (II-5-14) и в бух. Евстафия (I-5-66).

В устье р. Черная обнажается беловатый гранит, пересеченный двумя жилами темной основной породы. В граните отмечаются красноватые обособления, иногда достигающие большой величины. Рядом с жилами основной породы гранит также приобретает красную окраску. Среди этих образований отмечается вкрапленность молибденита. Полосы с вкрапленностью молибденита прослеживаются вдоль морского берега не менее, чем на 425 м [201, 197].

Олово. На территории известны два средних и четыре малых месторождения, 15 проявлений олова коренного и россыпного типов и более 10 шлиховых ореолов олова. Большинство месторождений и рудопроявлений сосредоточено в пределах Снежной минерагенической зоны (Фурмановский оловорудный район). Экономические требования промышленности в условиях рыночной экономики в состоянии удовлетворить только высококачественная товарная руда с содержанием олова более 1,5 %. Сырьевая база учтенных балансом месторождений не обеспечивает этих качественных условий.

Основными рудными формациями месторождений являются оловорудная силикатно-сульфидная и олово-полиметаллическая.

Оловорудная силикатно-сульфидная формация широко распространена. К этой формации относятся среднее Нижнее (I-5-35) и малые месторождения Лучистое (I-5-27) и Магистральное (I-5-33) с рудами хорошей обогатимости. Щербаковское (I-5-41) и Фурмановское (I-5-10) месторождения относятся к олово-полиметаллическому рудному типу. Промышленностью такие руды из-за трудной обогатимости не освоены.

Встречены также несколько пунктов минерализации олова на берегу Японского моря в районе мыса Красный (II-5-15, 16, 17), где минерализация приурочена к кварцевым прожилкам мощностью 1–5 см среди палеогеновых гранитов. Они характеризуются малыми размерами и бедным содержанием олова (до 0,9 %)

При проведении поискового бурения на прибрежном шельфе в бухтах Окуневая и Три Озера выявлены повышенные содержания касситерита и монацита в коре выветривания позднемеловых гранитоидов.

В бух. Окуневая содержания касситерита достигают 54 г/м³, монацита 145 г/м³, в бух. Три Озера – касситерита 41 г/м³, а монацита – 134 г/м³. В других же местах шельфовой зоны содержание олова гораздо ниже. Зафиксированные незначительные (первые г/м³) содержания олова в отложениях шельфа практического значения не имеют [199].

Олово, свинец. В пределах суши территории листа К-(52), 53 известно шесть проявлений олово-свинцовой минерализации, принадлежащей к

касситерит-сульфидной формации. Четыре из них (Пионерское I-5-15, Снежное I-5-22, Скалистое I-5-26, Каньон (Ванчинское) I-5-60) сгруппированы в районе водораздельной области верховьев рек Уссури, Маргаритовка, Милоградовка. Два (Холувайское I-6-3, Камфоркина Падь I-6-12) находятся в районах соответственно горы Кабанья и залива Владимира. Промышленное значение некоторые из этих проявлений (наиболее близкие к инфраструктуре населенных пунктов и уже разрабатываемых месторождений) могут иметь в будущем (Бидюк Ю. П., 1960; Вейдэ А. М., 1974; Лукьянов Б. А., 1983; Павлов В. М., 1969; Трефилова И. В., 1960; Дмитрук С. И., 1980).

Олово, медь, свинец, цинк. Одно из известных проявлений полиметаллов известно на берегу Японского моря, на Красной скале, около мыса Столбовой, в бух. Преображения (II-5-13). Здесь в гранитах откартированы несколько тонких прожилков с сульфидами. В краевых частях прожилков также отмечается вкрапленность галенита и пирита [201].

Олово, вольфрам. Известны одно среднее месторождение и два проявления. Месторождение Юбилейное (I-5-54) расположено в Снежной вольфрамо-оловорудной минерагенической зоне. В геологическом отношении месторождения и проявления локализованы в поле развития терригенных образований нижнего мела, прорванных нижнемеловыми интрузиями. Оловянное оруденение генетически связано с вольфрамовым и локализуется в эндо-экзоконтакте интрузий. Ресурсы олова сосредоточены в бедных штокверковых олово-вольфрамовых рудах с низким содержанием олова. При оценке ресурсов они не учитывались, однако не исключается возможность выявления руд, аналогичных месторождению Забытое, но более богатых.

Алюминий. Представлен на площади листа одним проявлением алунитов в Прибрежной зоне, не представляющим практического интереса.

Ртуть. На территории листа известны восемь проявлений и более шести шлиховых ореолов ртути, которые нуждаются в доизучении и переоценке.

Мышьяк. В регионе известны два пункта минерализации мышьяка.

Пункт минерализации Унашинский (II-4-52) находится в 3 км от пос. Золотая Долина (лист К-53-39-А). Его площадь сложена мезозойскими биотитовыми гранитами, прорванными жильной серией (дайки кварцевых порфиров, диоритов). Рудные тела представлены кварцевыми жилами с сульфидами. Основная жила (0,1–1,0 м) прослежена с поверхности на 700 м, на глубину 50 м. Жила Вторая прослежена на 850 м с поверхности, мощность ее 0,5 м, мощность прожилков до 15 см. Содержание сурьмы – от следов до 5,5 %, мышьяка 1,92–29,96 %, золота – 3–4 г/т, серебра – 70–358 г/т, свинца 0,44–0,82 %, меди – до 3,6 %. Рудные минералы: сурьмяные блеклые руды, галенит, пирит, арсенопирит, халькопирит, скородит, лимонит; нерудные – кварц, кальцит. Запасы мышьяка – 109 704 т, серебра – 15,2 т, сурьмы – 1500 т.

Пункт минерализации Хмелевский (II-4-65) находится в районе мыса Крылова на побережье залива Петра Великого в 2 км к юго-востоку от пос. Козьино (лист К-53-59-В). Его площадь сложена шлировыми гибрид-

ными гранитоидами, гранит-порфирами, дайками риолитов. Оруденение представлено гнездами и зонами дробления пород с турмалином, пиритом и арсенопиритом. Мощность зон дробления до 10 м. Содержание (%) сурьмы — 0,01, олова — 0,04, мышьяка — 0,04—5,12, свинца, меди, висмута — до 0,1, вольфрама и никеля — до 0,01. На олово проявлению дана отрицательная оценка.

Другие проявления мышьяковой минерализации практического интереса не представляют.

Сурьма. Представлена в регионе одним проявлением — Контактное (I-4-26). Пространственно сурьма тесно ассоциирует с ртутью. Представлена сурьмяной аргиллизитовой рудной формацией.

Висмут. На площади известны два проявления (I-5-23, I-5-31), расположенных в вулканитах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

Рудопроявление верховьев р. Сибанца (I-5-23), представлено кварц-сульфидной жилой мощностью 0,2—0,7 м с пиритом, галенитом, арсенопиритом с содержанием висмута 0,25—0,65 %, олова — 0,08—0,27 %, свинца — 0,33—0,85 %, трехокси вольфрама 0,10—0,67 %, серебра 730 г/т. Зоны дробления в риолитах имеют длину 1,5—2 км и мощность до 60 м, содержание серебра — 426 г/т.

Проявление Ян-Муть-Хо-Уза (I-5-31). В дайках гранитов и аплитов кварц-турмалиновые и кварц-турмалин-арсенопиритовые жилы мощностью 0,9—8 м с содержанием висмута до 0,23—0,35 %.

Висмутовая минерализация самостоятельного значения не имеет, висмут в качестве элемента-спутника присутствует в сульфидсодержащих рудах золото-серебряной формации.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Тантал и ниобий. Известно одно крупное месторождение тантала и ниобия Поперечное (щелочные метасоматиты), расположенное в Ариадненской минерагенической зоне.

Месторождение Поперечное (I-3-18) расположено в 14 км к юго-западу от районного центра Анучино, вблизи автодорожной магистрали Уссурийск—Дальнегорск. Тантал-ниобиевая минерализация локализована в щелочных полевошпатовых метасоматитах, образующих дайкообразные тела в гребневидных выступах гранитоидов. С севера массив перекрыт покровами неогеновых базальтов. Рудные метасоматиты обладают повышенной радиоактивностью смешанной уран-ториевой природы. По геохимическим особенностям и составу руд близки к Вишневогорскому месторождению (Урал). С долей условности Поперечное месторождение можно отнести к редкометалльно-щелочногранитному геолого-промышленному типу. В пределах рудного поля выявлено несколько тел с тантал-ниобиевой минерализацией. Наиболее крупное тело месторождения имеет прослеженную длину до 1000 м и изучено на глубину 500 м. Средняя мощность 30 м. Два других тела метасоматитов имеют мощность по 25 м и прослеженную длину 150 м. В единичных сечениях вскрыто несколько мелких тел. Основ-

ные минералы, содержащие тантал и ниобий – колумбит, пандаит, биотит и окиси титана – брукит, рутил, ильменит. Руды тонковкрапленные. Среднее содержание Ta_2O_5 – 0,017 %, Nb_2O_5 – 0,37 %. Попутным компонентом является цирконий – 1 %, TR – 0,22 %. С глубиной интенсивность редкометалльной минерализации возрастает, но распределение компонентов неравномерное. Во вмещающих породах развита гнездово-вкрапленная минерализация, что может в массе повысить значимость месторождения.

Германий. Повышенные содержания германия приурочены к бурогольным месторождениям палеоген-неогенового возраста. Среднее месторождение Шкотовское (II-3-4), малое месторождение Раковское (I-III-5) и проявления Даниловское, Глуховское, Березовское, Амбинское расположены в пределах одноименных угольных узлов Угленосной площади малых кайнозойских впадин.

Редкие земли. Наиболее распространенным редкоземельным минералом является монацит, образующий с магнетитом и ильменитом и другими минералами шлиховые комплексные ореолы с очень низкими содержаниями, не имеющими практического значения. Два пункта минерализации известны в бухтах Мелководная (II-4-66) и Каплунова (II-4-67) [223].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Золото является одним из важнейших полезных ископаемых территории листа. Здесь известны четыре малых месторождения коренного золота, 81 малая россыпь (28 отработано), 23 проявления, 13 пунктов минерализации, 17 шлиховых ореолов и один вторичный геохимический ореол золота. Они сконцентрированы в Западно-Приморской и Сергеевской минерагенических зонах. Представлены месторождения и проявления золоторудной малосульфидной (Аскольдовское – II-3-78, Прогресс – II-3-52, Криничное – II-3-35 и др.), золоторудной кварцевой (Порожистое – II-4-29 и др.) формациями и золотоносных россыпей.

Золоторудная малосульфидная рудная формация. Месторождение Аскольдовское (II-3-78) расположено на одноименном острове в заливе Петра Великого. Входит в состав Сергеевской серебро-золоторудной минерагенической зоны. Нижний структурный этаж образован палеозойскими вулканогенно-осадочными, интенсивно дислоцированными в меридиональном направлении отложениями, прорванными на севере острова расщепленными гранитами и гранодиоритами. Этот герцинский комплекс перекрыт юрскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, залегающими субгоризонтально. Оба комплекса прорваны меловым массивом гранитоидов и многочисленными малыми (гипабиссальными) интрузиями и дайками риолитов, гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфиритов, микродиоритов. Рудное поле Аскольдовского месторождения приурочено к тектоническому контакту палеозойского и мезозойского комплексов и образовано рудоносными зонами и оперяющимися их кварцевыми жилами. Простирается зон – запад-северо-западное, падение на северо-восток под углами 65–75°. Средние мощности зон 1,4–

7,6 м, средние содержания золота 2,5–6,4 г/т. Общее количество сульфидов в жилах меньше 5 %. Вертикальный размах оруденения в жилах равен 450 м при горизонтальной длине рудных столбов 200–350 м.

Месторождение Криничное (II-3-35) расположено в 30 км к северо-востоку от месторождения Аскольдовское. Структура района напоминает таковую о-ва Аскольд. Нижний структурный этаж представлен древними габброидами, гранитоидами и разнообразными комплексами перми (вулканогенные, терригенные, известковистые), на которых резко несогласно и близгоризонтально залегают юрские песчано-глинистые толщи, иногда с ракушняками. Палеозойские и юрские толщи пронизаны пластовыми интрузиями пород повышенной основности (габбро-диориты, микродиориты, диоритовые порфириды) и все вместе прорваны штоком мелкозернистых гранодиоритов размером в плане 4 км². Месторождение приурочено к центральной части штока и представлено серией крутопадающих кварцево-прожилковых зон северо-северо-западного простирания длиной до 700 м и мощностью 25–30 м. Золото находится в тонких кварцевых прожилках, содержание его достигает сотен г/т. Золото высокопробное (900), иногда видимое (1–2 мм), комковатое. Лучшее из имеющихся пересечений – 4,7 г/т на мощность рудного тела 6,14 м. Следует обратить внимание на пласты карбонатных пород, в связи с которыми возможно стратиформное кварц-сульфидное оруденение.

Месторождение Прогресс (II-3-52) находится на юге листа, на п-ове Трудный, в окрестностях г. Находка. Золотоносность локализована в структуре поднятия субмеридионального простирания, сложенной герцинскими комплексами дислоцированных позднепалеозойских пород, ассоциирующих с катаклазированными диоритами, габброидами и гранитоидами. Наиболее изучена зона Беловская [267, 268]. Зона ориентирована в северо-восточном направлении с падением на юго-восток. Руды часто с крупным самородным золотом. Сульфидов не более 3–5 %. Минерализация наложена на разные породы: граниты, диориты, габбро и др. Выделяются два основных вида руд: 1) в гранитоидах – березитоподобные метасоматиты; 2) в диоритах и габбро – листовитоподобные метасоматиты. Кварц в зонах содержит тонкую вкрапленность пирита, арсенопирита и золота. Размер золотинок – до 5–6 мм. Среднее содержание золота в руде – 5,82 г/т на мощность 5,2 м; серебра – первые г/т. Установлено, что золоторудные зоны (Главная, Беловская) в осевых своих частях трассируются кварцевыми жилами. Выявлена и прослежена на 1,5 км жила Пасека мощностью 0,3 м. Содержание сульфидов от 1–2 % до 5 %. В продуктивной ассоциации отмечены самородное серебро, блеклые руды, полибазит, ковеллин, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, золото. Запасы по категории С₁ – 352 тыс. т руды и 2,044 т золота при среднем содержании 5,73 г/т, по категории С₂ – 14,0 тыс. т руды и 0,488 т золота при содержании 4,48 г/т. В 150 м к северо-западу от жилы Пасека обнаружены жила Центральная и зона Увальная с промышленными параметрами. Содержание WO₃ в зоне № 15 составляет 0,46 % на мощность 6,2 м.

Золоторудная кварцевая формация представлена Порожистым (II-4-29) месторождением и рядом проявлений.

Месторождение Порожистое (II-4-29) расположено в Кривореченском золото-руднороссыпном узле Сергеевской минерагенической зоны. Руд-

ное поле сложено докембрийскими метагабброидами и гнейсо-гранитами пиритизированными и хлоритизированными, прорванные кварц-полевошпатовыми жилами, дайками спессартитов, сиенит-порфиоров, штоком позднемеловых гранитов. Оруденение проявлено в центре радиально-кольцевой структуры и локализовано в зонах милонитов с жилами кварца. Выделяется 95 минерализованных зон, из них в 36 содержание золота более 1 г/т, в 10 — более 3 г/т. Простираение зон северо-восточное и северо-западное, близширотное и меридиональное, длина 0,1–1,1 км, мощность 1–12 м. Падение в обе стороны под углом 30–90°. Жилы образованы белым кварцем с вкрапленностью золота, пирита, арсенопирита, ковелина, шеелита, вольфрамита, молибденита. Содержание сульфидов в руде 1–2 %. Для промышленных рудных тел характерны пирротин, хлорит, кальцит. Среднее содержание золота 1,95–13,5 г/т, серебра — 10 г/т, далее в %: вольфрама — 0,1–2,2; мышьяка — 0,1; сурьмы — 0,03; германия — 0,002. Богатые содержания золота чередуются с бедными. Обогащенные рудные столбы совпадают с максимальными мощностями жил. Наиболее высокие содержания золота — в кварце. Проба золота — 730–980, средняя — 872. Величина его выделений 0,01–1,5 мм.

Золото россыпное. Территория листа является старейшим районом золотодобычи. Россыпные месторождения золота здесь разрабатываются несколько столетий. Россыпная золотоносность представлена многочисленными мелкими россыпями, расположенными в различных районах площади. Старейшими россыпными районами являются Западно-Приморская минерагеническая зона (с Краскинским и Нарвским узлами), Сергеевская минерагеническая зона (с Криничным, Находкинским, Лазовским и Кривореченским узлами). Известны также россыпи золота в других рудных районах, где золото не является профилирующим металлом.

Многочисленные известные россыпи Криничного и Находкинского узлов разрабатывались с древнейших времен и нередко — многократно. По некоторым оценкам в наше время добыто (учтено) в Находкинском узле около 5 т золота, в Криничном — до 6,5 т. Развиты аллювиальные русловые и долинные мелко- реже глубокозалегающие россыпи, разрабатывавшиеся шахтами на глубине 16–18 м, террасовые, элювиально-делювиальные техногенные, делювиально-аллювиальные, морские пляжные, мелководно-шельфовые и погребенные аллювиальные. Наиболее крупной россыпью Находкинского узла является Ключевская (II-3-72, 76), характеризующаяся преобладанием крупного и среднего по размерности золота с большим количеством самородков весом 61–167 г, реже 670–3000 г. Россыпь обрабатывалась до 1981 г., в том числе в приустьевой глубокозалегающей части (16–18 м), шахтами. От устья кл. Ключевского в море россыпь прослеживается на 3,5 км. Промышленная часть морской аллювиально-погребенной россыпи (II-3-72) имеет протяженность 1,28 км и следует до изобат 12–15 м при мощности массы от 14,8–15 м до 20,8 м (на пляже), средней ширине струи 160 м и мощности пласта 0,5–3,5 м. Золото крупное (средний размер золотинок 1,05 мм) с небольшой степенью уплощения (комковидное, пластинчатое), извлечение по разработанной технологической схеме — 97 %. Многолетние добычные работы проводились также по рос-

сыпям р. Коробковка (II-3-62), Куран I (II-3-64), Куран 2–4 (II-4-65–67) и др. Обработка всех этих россыпей затруднена из-за застроенности территории.

В Криничном узле добычные работы не проводятся с 1996 г. Большая часть россыпей обрабатывалась с дореволюционных времен и до 1940-х годов (Бабушкин – II-3-42; Петровка – II-3-13; Сахарный – II-3-38; Промыловка – II-3-44; Пашкеевская Падь – II-3-47). Рекомендована постановка поисково-разведочных работ, начатых в 1993 г. и свернутых из-за отсутствия финансирования. В настоящее время по четырем долинным россыпям на балансе числятся запасы золота категории C_1 – 0,728 т, C_2 – 0,114 т. Невостребованными остаются элювиально-делювиальные техногенные россыпи горы Криничная (II-3-53) и о-ва Аскольд–Широкий Лог (II-3-82) с балансовыми запасами C_1 – 0,160 т и 0,250 т при средних содержаниях 392 и 325 мг/м³ массы. Потенциал узла составляют собственно морские и погребенно-аллювиальные россыпи, на которых детально разведаны и учтены балансом две: бух. Наездник (II-3-84) с отдельной пляжевой россыпью и бух. Руднева (II-3-57) с запасами Au – 0,190, 0,022 и 0,380 т и средними содержаниями 292, 524 и 253 мг/м³ массы.

Кривореченский узел площадью около 900 км² расположен в междуречье Партизанской и Киевки. Изучена россыпная золотоносность по р. Кривая. На площади находится Порожистое золоторудное месторождение и 12 проявлений золота. В узле выделено 24 перспективные россыпи [206]. Содержания золота в пластах от 575 до 1201 мг/м³ или от 74 до 307 мг/м³ массы. Запасы золота Кривореченского узла составляют 260 кг золота.

Снегуровское поле расположено на территории соседнего с севера листа L-53 в пределах Синегорского рудного района в водораздельной части р. Снегуровка (правый приток р. Илистая) и р. Арсеньевка вблизи шоссе-ных дорог и ж/д Вассиановка. Захватывает территорию листа K-53 краевой южной частью. В пределах поля разведаны и обработаны три небольшие россыпи в ключах, размывающих гранитный массив. Длина россыпей до 3 км, ширина до 40 м, содержание золота на пласт до 400 мг/м³ при мощности торфов до 8 м.

Антоновско-Соболевское поле расположено в южной части Центрально-Приморского золотороссыпного района в 30–40 км от автодороги Ново-Чугуевка–Кавалерово к югу, вверх по долине р. Антоновка. Так же, как и Снегуровское Поле заходит на территорию листа K-53 южной краевой частью. Золотоносность связана с Араратским массивом меловых гранитов и Лазурным медно-золотым рудопроявлением. Здесь были обработаны россыпи Соболиная Падь, Красная Речка, Изюбриная, кл. Каменистый. По кл. Соболиная Падь добыто 1625 кг химически чистого золота с содержанием 997 мг/м³ на горную массу. Мощность пласта – 5,93 м, забалансовые запасы 143 кг при среднем содержании 125 мг/м³ на горную массу [51, 158, 259, 260].

Золото, серебро. Проявления с серебро-золоторудным оруденением распространены в Прибрежной минерагенической зоне. Проявления Вершинное (I-5-18), Тенфуруовское (I-5-19) выявлены в Минеральном, а Аввакумовское (I-5-11) и Сухое (I-4-8) золоторудной малосульфидной формации – в Ольгинском рудных районах [241].

Золото, вольфрам. На территории листа известно одно вольфрам-золоторудное проявление золоторудной кварцевой формации Кл. Сухого. Золотое оруденение связывается с субвулканическими и малоглубинными гранитоидами и габбро-диорит-монзонитоидными массивами.

Серебро, золото. Золото-серебряная минерализация на площади приурочена к Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу (Восточно-Сихотэалинской минерагенической зоне), связана с вулканическими породами и принадлежит к золото-серебряной адуляр-кварцевой формации. Представлена одним малым месторождением Союзное (I-5-48) и тремя проявлениями (Горноводное (I-5-25), Васильковское (I-5-43) и Верхнеполозовое (II-4-32), которые оценены А. Н. Родионовым (1993 г.) в основном отрицательно.

Месторождение Союзное (I-5-48) расположено на левобережье верховьев р. Милоградовка, в 35 км северо-восточнее пос. Лазо. Месторождение локализовано на северном фланге Верхне-Милоградовской вулканоструктуры, рудные тела приурочены к ее кальдерным разломам. Главная жильная зона прослежена на 2100 м и представляет собой серию сближенных кварцевых жил общей площадью 0,7–21,0 м. Максимальное содержание золота – 1,78 г/т и серебра – 293,5 г/т на мощность 6 м.

Платина. Самостоятельных месторождений и проявлений металлов платиновой группы не выявлено. Повышенные их содержания приурочены к интрузивным породам ультрабазитового состава и отмечены в пункте минерализации Участок Валунный (I-2-15). Золотосодержащая зона окварцевания – окварцованные брекчии с содержанием платины 0,09 г/т, рутения – 0,05 г/т, золота – 1,29–1,54 г/т (Родионов, 1998).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Крупные месторождения флюорита локализованы на территории соседнего листа L-53 в Вознесенском рудном районе, где они представлены Вознесенским, Пограничным и Лагерным месторождениями. Все они относятся к флюорит-карбонатной и флюорит-кварцевой формациям.

На территории листа K-(52), 53 выявлены: одно проявление (Туманное – I-5-24), три пункта минерализации (Бухта Ландышева – I-5-61, Левобережье Пади Данильченковская – II-5-2, Левобережье р. Черная – II-5-7) и два шлиховых ореола флюоритовой минерализации в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе, в северной части которого на площади листа L-53 широко развиты проявления флюоритовой кварцевой формации простого минерального состава: флюорит, часто кварц (халцедон); в заметных количествах иногда присутствуют адуляр, кальцит, барит, пирит, глинистые минералы.

Пункты минерализации и шлиховые ореолы флюоритовой минерализации территории листа практического значения не имеют и представляют

интерес в основном как сопутствующая минерализация для других видов оруденения (золотого, серебряного, полиметаллического и др.) [253].

Барит. На территории листа известны два пункта минерализации барита, представленные зонами дробления с угловатыми обломками гидротермально измененных, сульфидизированных базальтов, алевролитов, реже песчаников, сцементированных бурой глиной. Барит в них – в виде мелких гнезд, прожилков и в редких случаях образует кварц-баритовые и мономинеральные баритовые линзы. Пункты баритовой минерализации Солонцовый Ключ и Сапфировое (I-3-41, II-3-13) не представляют интереса ввиду низких содержаний бария и малых параметров рудных тел. В целом перспективы площади на выявление крупных месторождений барита ограничены.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. На территории листа известно 16 фосфатопроявлений. Все они расположены преимущественно на территории листа К-52. Выделены следующие проявления: Орлиное (I-4-28), Озерное (II-2-15), Мыса Атласова (II-2-37), Владивостокское (II-2-38), Петровское (II-3-14), Тигровое (II-3-15), Ильмовое (II-3-22), Вампаушское (I-3-27), Ястребовское (II-4-5), Бровничанское (II-4-7).

В процессе проведения геологических работ в Японском море были обнаружены проявления, представленные фосфоритами (уч. Северное Ямато (VI-4-1, 2, 3, 4).

Впервые в Японском море фосфориты были обнаружены в 1978 г. в морской экспедиции Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН на склоне Восточно-Корейской возвышенности, которая находится за пределами описываемой площади. В дальнейшем при драгировании были подняты фосфориты на многих подводных возвышенностях этого моря. В пределах листа К-(52), 53 фосфориты известны на материковом склоне Южного Приморья и на Северном Ямато [7].

Среди фосфоритов Японского моря выделяются: кремнисто-карбонатные стяжения, фосфатные желваки и конкреции, фосфатизированные диатомиты и в единичных случаях зооморфные фосфатные образования [74].

Материковый склон Южного Приморья (III-2-7, III-4-1). В верхней части материкового склона залива Петра Великого в рейсе на судне «Агат» в 1974 г. (начальник экспедиции И. И. Берсенев) было проведено драгирование базальных горизонтов плиоценовой толщи, в процессе которого совместно с алевритовыми и грубозернистыми песчаниками, содержащими гальку и гравий разнообразных пород, остатки раковин и карбонатные конкреции, были подняты фосфатные кремнисто-карбонатные конкрекции размером от 5 до 40 см. При опробовании этих конкреций из двух станций Э. Л. Школьником в 1978 г. были установлены повышенные содержания P_2O_5 – до 10,23 %. Пока это единственная находка фосфоритов типа кремнисто-карбонатных стяжений в Японском море [7].

На материковом склоне к востоку от описанного участка на ст. 802 обнаружены небольшие обломки псефо-псаммитовых пород, сцементирован-

ных фосфато-глинистым цементом с глауконитом и незначительной примесью песчаных зерен. В них отмечается повышенное содержание P_2O_5 — до 4,12 %.

Краткая характеристика фосфоритов материкового склона приведена в табл. 9.

Таблица 9

Распространение фосфоритов на материковом склоне Приморья

№ п/п	Но- мер стан- ции	Широта	Долгота	Интер- вал дра- гирова- ния	Морфо- структура	Тип фос- форитов	Со- дер- жание P_2O_5 , %
1	802	42°30,1'	133°24,1'	900—850	Материко- вый склон Приморья	Псефо-псам- митовые по- роды	4,12
2	1037	42°27,3'	131°45,5'	500—450	»	Кремнисто- карбонатные стяжения с фосфатом	4,98
3	1038	42°26,7'	131°45,3'	550—600	»	»	10,23

Участок Северное Ямато расположен в северо-западной части Северного хребта Ямато (VI-4-1, 2, 3, 4), где были проведены геологические исследования на площади примерно 700 км². Здесь проводились работы в нескольких рейсах на НИС «Первенец»: рейсы 34 (1980 г.), 37 (1981 г.) и «Дмитрий Менделеев», рейс 35 (1985 г.), в которых были выполнены комплексные геолого-геофизические работы, включающие батиметрическую съемку дна, драгирование, непрерывное сейсмопрофилирование, отбор проб рыхлых отложений трубками и дночерпателями. Все эти работы позволили выяснить морфологию дна, геологическое строение, мощность и характер распространения кайнозойских отложений и фосфоритов на этом участке.

Характеристика фосфоритов. В пределах полигона фосфориты были подняты на восьми станциях драгирования преимущественно на островном склоне в интервале глубин 1000—2100 м, а также на склоне вулканической постройки (табл. 10).

В пределах этого участка обнаружены фосфориты различных типов, поднятые вместе с различными породами фундамента и осадочного чехла.

Псефо-псаммитовые породы, сцементированные фосфатизированным диатомовым материалом, были установлены на нескольких станциях драгирования.

На одной из станций рейса НИС «Дмитрий Менделеев» поднята окатанная глыба андезита размером 45 × 25 × 10 см, с верхней стороны покрытая коркой плотных конгломерато-брекчий размером 30 × 25 × 5 см, вулканогенно-терригенная часть которых сложена на 70 % из угловатых и слабоокатанных обломков андезитов, сцементированных пирокластическим

Распространение фосфоритов на участке Северное Ямато

№ п/п	Номер станции	Широта	Долгота	Интервал драгирования	Характеристика фосфоритов	Содержание P_2O_5 , %
1	2131	40°07,6'	133°48,3'	1040–1070	Плитчатые фосфориты	27,04
22	2140			1500–1600	Фосфатные желваки	29,66
33	2158-Б 2158-В 2158-Г	40°05,0'	133°35,6'	1700–1750	Фосфатные желваки, плитчатые фосфориты	31,78 27,43 31,21
44	2164-А 2164-Б	40°04,5'	133°34,9'	1400–1550	Фосфатные желваки	28,68 27,43
55	3111-2	40°14,9'	133°58,9'	1500–1650	Псефо-псаммитовые породы с фосфатизированным диатомовым цементом	21,6
66	3113	40°13,6'	133°59,2'	1500–1650	Слабоконсолидированные фосфориты	24,6
77	3142	40°12,0'	133°49,9'	1500–1550	Плитчатые фосфориты	31,0
88	3150-5	40°13,6'	133°48,0'	1900–2100	Слабоконсолидированные фосфориты, фосфатные желваки, плитчатые фосфориты	27,75
	3150-6			29,75		
	3150-7			30,00		
	3150-8			29,40		

материалом размером 0,03–0,3 мм и порово-пленочным глинисто-фосфатным цементом (0,01–0,02 мм). Содержание P_2O_5 в породе в среднем не превышает 2,89 %, в мелкозернистом заполнителе – до 5,68 % [80], а в глинисто-фосфатном цементе достигает 21,6 %. Эти конгломерато-брекчии с фосфатным цементом сформировались в прибрежно-морских условиях в среднемиоценовое время.

Фосфатные желваки и конкреции подняты на ряде станций (табл. 10). Иногда совместно с плитчатыми фосфоритами. Это округлые или овальные уплощенные конкреции диаметром 5–10 см и толщиной 2–4 см, с поверхности светло-серые, в изломе черные. Породы хрупкие, поэтому их находки в ненарушенном состоянии могут указывать на их образование в месте захоронения.

Фосфатизированные глинисто-диатомовые и туфодиатомитовые осадки неогенового возраста – наиболее богатый по содержанию P_2O_5 тип фосфорита, в составе которого выделяются плитчатые и слабоконсолидированные разновидности.

Плитчатые фосфориты подняты на ряде станций в основном в западной части участка. Они представлены небольшими (4,5 × 4,0 × 2,5 см) уг-

ловатыми обломками, обычно поднятые совместно с обломками метаэффузивов, гранитов, глинистых диатомитов и диатомовых глин.

Слабоконсолидированные фосфориты установлены совместно с другими типами и представлены округлыми обломками размером до $10 \times 5 \times 3$ см светло-серой фосфатизированной диатомовой глиной с содержанием P_2O_5 до 24,6 %. Фосфатный материал всех типов фосфоритов представлен франколитом-фторкарбонатапатитом с высоким содержанием CO_2 (5,39–2,30 %).

Наличие микрофоссилий в фосфоритах и вмещающих их отложениях позволили определить время отложения фосфатоносных осадков и образования фосфоритов. Диатомовый анализ выделенных из фосфоритов комплексов диатомей [124, 126] свидетельствует, что на возвышенности Северное Ямато они формировались в позднемиоценовых осадках, отлагающихся в поздний (6,5–5,1 млн лет) период этой эпохи.

Кроме того, в четвертичном осадке на ряде станций в дночерпательных пробах обнаружены фосфатизированные кости рыб с содержанием P_2O_5 25–28 % при высокой растворимости их в 2-процентной лимонной кислоте 17,5 % P_2O_5 , т. е. растворимая часть в них составляет 68,5 % от общего содержания фосфора в фосфатизированных костях.

Вышеописанные плитчатые фосфориты совершенно аналогичны фосфоритам такого типа, детально изученным на участке Восточно-Корейской возвышенности, для которых были проведены агрохимические и технологические испытания [72]. Испытания показали, что эти породы представляют собой высококачественные фосфориты с содержанием P_2O_5 27–31 %, при высоком содержании лимонно-растворимого P_2O_5 , составляющего 43 %, что превышает этот показатель для лучших образцов фосфоритов (не более 35 %). Агрохимические испытания морских фосфоритов этого участка в виде фосмуки показали их высокую эффективность. При их использовании урожайность по ряду культур (овес, кукуруза, пшеница, соя) повышается на 40–70 % и составляет 88–90 % от урожайности при использовании двойного суперфосфата. По заключению специалистов из НИУИФ, эти фосфориты пригодны также для получения экстракционной фосфорной кислоты, аммофоса, простого и двойного суперфосфата и кормовых обесфторенных фосфатов. Все эти продукты отвечают высшему или первому сорту ГОСТ.

Фосфориты на уч. Северное Ямато обнаружены в разрозненных частях полигона, где они приурочены к базальным слоям верхнемиоценовых отложений и подняты с крутых участков дна, лишенных плиоценовых и четвертичных отложений. Небольшой объем выполненных работ, в частности драгирования, не привел к находкам крупных концентрированных залежей фосфоритов, как это произошло на участке Восточно-Корейской возвышенности. Это связано прежде всего со слабой обнаженностью верхнемиоценовых отложений в пределах северного склона возвышенности Ямато [201].

Торфо-вивианит. На листе известны два малых месторождения торфавивианита: Артемовское (I-3-42) и Гнилое (II-3-68), расположенные на территории листа К-52. Это новый вид сырья для сельского хозяйства — торфо-минерально-аммиачное удобрение.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Стекольное сырье. Месторождение Кипарисовское (I-3-44) кварцевых песчаников расположено в 4,4 км к юго-востоку от ж. д. станции Кипарисово, на водоразделе рек Большая и Малая Кипарисовка. Полезное ископаемое представлено делювиальным слоем, состоящим из глыб мелкозернистого кварцевого песчаника светло-серого цвета мощностью 2,3–5,1 м (средняя 3,4 м) и коренными кварцевыми песчаниками верхнего триаса мощностью 3,6–13,3 м (средняя 7,8 м). По основным качественным показателям обогащенные кварцевые песчаники не соответствуют ныне действующему ГОСТ. Месторождение не эксплуатируется.

Полевой шпат. В Южном Приморье выявлено два крупных месторождения (Гусевское – I-2-32 и Сергеевское – I-4-15), среднее месторождение (Волчанецкое – II-3-39) и проявление Пашинникова (II-3-21) полевошпатового сырья.

Месторождение Волчанецкое (II-3-39) полевошпатовых пегматитов расположено в Партизанском районе, в 2,0–2,5 км северо-западнее с. Волчанец. Продуктивные породы месторождения представляют собой комплекс различных обогащенных калиевым полевым шпатом гранитоидных пород, начиная от мелко-среднезернистых гранитов до пегматитов, содержащих калиевый полевой шпат до 50–60 %. Пространственно эти разновидности образуют тело с условными границами длиной около 400 м и максимальной шириной 240 м. На глубину оно прослежено на 100 м. Полевошпатовое сырье месторождения представляет собой продукт ручной рудоразборки горной массы после ее отсева через сито 20 мм. Средний выход сырья на месторождении представляет 13 % (от 8,2 до 49,9 % по отдельным выборкам). По всем технологическим свойствам сырье месторождения отвечает маркам КПШК 0,2–3 и КПШК 0,2–2 (ГОСТ 70-30-75).

Природные условия разработки месторождения благоприятные. Положение месторождения позволяет разрабатывать его карьером. Запасы по категориям В + С₁ – 900,8 тыс. т, по категории С₂ – 178,7 тыс. т. Эти запасы обеспечивают полную потребность фарфоровых заводов кварц-полевошпатовым сырьем.

Месторождение не эксплуатируется из-за высокого содержания железа.

Пегматит керамический. В пределах территории листа находятся два пункта минерализации пегматитов керамических. Одно из них известно на о-ве Фуругельма (III-1-12). Здесь выявлен ряд полевошпатовых мусковитовых жил, выдержанных по простиранию и падению с крупными (до 7 см) кристаллами микроклина. Мощность жил от 0,1–0,5 до 1,3 м, протяженность – до 400 м. Минеральный состав (%): сумма окислов калия и натрия – 9,6 (отношение К₂O к N₂O – 2 : 3), Fe₂O₃ – 0,33; TiO₂ – 0,06. Спекти серые, с «мушкой». По химическому составу пегматит пригоден для керамической промышленности при условии ручной рудоразборки (отбраковки слюды).

Другой пункт минерализации (Тафуинское – II-3-90) находится на северо-востоке побережья бух. Средняя (около пос. Авангард).

Каолин, глины огнеупорные. Проявления элювиальных каолиновых глин выявлены в пределах Ханкайской субпровинции, где известны восемь месторождений, не учтенных балансом, и два проявления. В подавляющем большинстве они расположены на территории листа К-53 и относятся к каолиновой формации. Приурочены к корам выветривания пород докайнозойского фундамента или к депрессиям, заполненным палеоген-неогеновыми переотложенными продуктами выветривания. Месторождения и проявления кор выветривания подразделяются на три группы в зависимости от состава фундамента: 1) на позднемезозойском осадочном субстрате; 2) на палеозойских гранитах и дайках андезитов; 3) на метаморфических сланцах и гнейсах.

Месторождения первичных каолинов, связанных с корами выветривания на палеозойских гранитоидах, пока не установлены. Однако в погребенном состоянии отмечается их широкое развитие во многих депрессиях Ханкайского массива (из которых Раковское является объектом прогноза).

Месторождения осадочных каолинов в Приморье распространены широко. К этому типу отнесены многочисленные месторождения тугоплавких и огнеупорных глин, преимущественно каолинит-гидрослюдистого состава палеоген-неогенового и четвертичного возраста. Эти месторождения хорошо изучены и широко эксплуатируются – Озерновское (I-3-34), Кневичанское (I-3-47), Шкотовское (II-3-9) и др. Содержание каолина в них невысокое.

Проявление Раковское (I-3-24) охватывает площадь Раковской депрессии и расположено в 10 км на северо-восток от г. Уссурийск. По геологическому строению эта депрессия сходна с Павловской. Фундамент и обрамление сложены палеозойскими гранитами и частично нижнекембрийскими сланцами и вулканитами. Депрессия заполнена мощной толщей (до 500 м) палеоген-неогеновых угленосных отложений с промышленными пластами бурых углей, пригодных для открытой добычи. На гранитах фундамента установлена мощная кора выветривания (до 100 м и более). В основной глины коры состоят из смешанно-слоистых минералов (гидрослюда, каолинит), а ее верхняя часть (10–20 м) сложена преимущественно белыми и пестроцветными каолинами. Площадь продуктивного пласта 0,3 км², мощность 3 м.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Цеолиты. На территории известно малое по размерам месторождение цеолитов Новгородское.

Месторождение Новгородское (III-1-3) находится в Западно-Приморской минерагенической зоне, на южном берегу п-ова Краббе (лист К-53), в 20 км от ж/д станции Гвоздево. Месторождение представлено цеолитизированными туфами эоцен-олигоценного возраста. Мелкообломочные разновидности туфа состоят из пепловых частиц. Крупнообломочный туф состоит из обломков перлитов размером 0,5–5 см, которые сцементированы пепловым материалом. Пепловый туф полностью изменен и превратился в агрегат цеолитов. В крупнообломочном туфе наиболее значительные по

размеру обломки частично цеолитизированы, обычно до 60 % от объема обломка. В виде примеси в цеолитовом агрегате встречаются монтмориллонит и селадонит. Минералы группы монтмориллонита образуются по трещинам или по краю обломков стекла. В тонкообломочной пепловой массе встречаются микроскопические прожилки цеолитов.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Благородный опал, агаты, халцедон. В южной части Западно-Приморской зоны находится крупное месторождение благородного опала, агатов и халцедонов – Однореченское (II-2-54), вывлены проявления агатов Сергеевское (I-4-18) и в 1 км севернее оз. Рязановское (II-2-74), а также проявление халцедона П-ов Клерка (II-2-78). Установлена приуроченность опаловой минерализации к палеогеновым и меловым андезитобазальтам и к зонам дробления и аргиллизации опал-гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Генезис опаловой минерализации – гидротермальный низкотемпературный. Главным поисковым признаком являлись находки цветного опала, просвечивающего и имеющего слабую опалесценцию.

Дымчатый кварц, аметисты. На территории листа находится проявление дымчатого кварца Краковское (II-4-64), а также известно проявление аметистов Участок бух. Минка (II-2-47), приуроченное к зоне дробления в риолитах владивостокского андезит-риолитового комплекса. Кристаллы аметистов образуют мелкие щетки в жилах кварц-полевошпатового состава.

Серпентинит. Малое месторождение серпентинита Черногорское (II-2-84) выявлено на юге Западно-Приморской зоны. Связано с новгородским комплексом динамометаморфитов, представленным биотит-амфиболовыми и амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами.

Родонит. На территории суши листа К-53 выделены шесть проявлений родонита в пределах Ольгинского родонитоносного поля (250 км²), расположенного в Прибрежной зоне.

Проявление Федоровское (I-6-16) находится в бассейне р. Широкая Падь. Родонит Федоровского проявления имеет от светло-розовой до ярко-розовой окраску, развит в виде гнезд. Тонкая сеть дендритов марганца создает эффектный рисунок. Четыре линзовидных тела мощностью 1,2–3,5 м, протяженностью 4–25 м при среднем содержании 400 кг/м³.

Прочие проявления родонита – Каменистое-I (I-6-17), Мокрушинское (I-6-15), Белогорское (I-6-22), Родонитовое (I-6-20), Барановское (I-6-18) находятся в Ольгинском районе, требуется проведение оценочных работ.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Предприятия строительной индустрии и промышленности строительных материалов, потребляющие и перерабатывающие минеральное сырье,

тяготеют к центральной и западной частям площади. Эти районы являются наиболее освоенными и являются узлами сосредоточенного промышленного и гражданского строительства. Многочисленные заводы строительных материалов обеспечены в основном местным сырьем.

Магматические породы

Кислые интрузивные и метаморфические породы. Представлены четырьмя крупными месторождениями: Рейнекским (II-2-65), Сухановским (II-2-79), Врангелевским (II-4-62) и Верховья р. Карасик (III-2-1).

Месторождение Врангелевское (II-4-62) находится в 1,5 км от Восточного порта, бух. Врангеля и одноименной ж/д станции. Месторождение приурочено к крупному вытянутому в северо-восточном направлении плутону позднемеловых гранодиоритов. Площадь подсчета запасов – 9 га, длина 750 м, ширина 200 м, с глубиной подсчета 155 м. Вскрыша представлена рыхлыми делювиально-элювиальными отложениями мощностью от 0 до 6,1 м (средняя 2,7 м). Щебень, полученный при дроблении гранодиоритов, соответствует марке: по дробимости – 1000, по истираемости – И-II, по сопротивлению удару – У-75, по морозостойкости – МРЗ-100. Может использоваться для покрытия автодорог, для балластировки железнодорожного пути и в качестве заполнителя тяжелых бетонов марок 200, 300 и 400. По качеству соответствует ГОСТ 9479-76, 9480-77, 6666-81 и 23845-79. Гидрогеологические условия благоприятные. Грунтовые воды практически отсутствуют. Балансовые запасы камня составляют по категориям А + В + С – 6926 тыс. м³, в том числе по категориям А + В – 2183 тыс. м³ [214].

Остальные месторождения имеют схожие характеристики.

Средние интрузивные породы представлены малым по размерам Семиверстным-II (II-2-53) месторождением.

Месторождение Семиверстное-II (II-2-53) расположено к северу от пос. Славянка, на территории листа К-52. Месторождение представлено диоритами пермского возраста рязановского комплекса, слагающими крупный массив площадью 90 км². Выход товарного щебня – 81 %. Камень месторождения Семиверстное-II пригоден для производства щебня как заполнитель в бетоны марок «300»–«500». По качеству породы месторождения отвечают требованиям действующего ГОСТ 23845-79 «Сырье для производства щебня из естественного камня для строительных работ», а получаемый щебень – техническим условиям ГОСТ 8267-75, запасы – 20 млн м³.

Основные интрузивные породы. Представлены одним крупным и тремя малыми месторождениями: Участок Алеутский (II-2-82), Владимиро-Александровское (II-4-58), Седанковское-I (II-2-21) и Покровское (II-2-36).

Месторождение перидотитов Владимиро-Александровское (II-4-58) расположено в 20 км от порта г. Находка. Массив сложен перидотитами черного цвета с белыми выделениями минералов. При полировке принимают зеркальную поверхность. Перидотиты в соответствии с ГОСТ 9479-76 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий»

пригодны для производства мелких облицовочных блоков. Оригинальность и контрастность рисунка дает возможность использовать этот камень в качестве поделочного материала. Горнотехнические и гидрогеологические условия месторождения благоприятны для открытой разработки [214].

Месторождения Алеутское, Седанковское и Покровское обладают близкими характеристиками поделочных камней для производства мелких облицовочных блоков.

Эффузивные породы, кислые и средние. Разрабатываются два крупных месторождения Первореченское (II-2-29), карьер Манчжурский (II-2-69).

Месторождение Первореченское (II-2-29) расположено на северо-восточной окраине г. Владивосток, на правом берегу среднего течения р. Первая Речка. Находится оно в промышленно освоенном районе, являясь поставщиком щебня для нужд г. Владивосток. Потребители камня — Первореченский бутощебеночный завод и завод ЖБИ — находятся в 1 км от месторождения. Месторождение приурочено к верхнепермским эффузивам владивостокской свиты (чередование андезитов, риолитов и лапиллиевых туфов мощностью от 2 до 50 м). Мощность полезного ископаемого от 4—55 до 70—220 м, размеры его 1040 × 560 м. Изучено до глубины 220 м. По качественным показателям вулканыты месторождения отвечают требованиям действующего ГОСТ 23845-74 и используются для получения щебня. Условия благоприятны для обработки открытым способом. Месторождение эксплуатируется [262].

Эффузивные породы основные представлены преимущественно базальтами. Слагают крупные месторождения — Борисовское (I-2-13), Полуострова Де-Фриз (II-2-12) и два средних по размерам — Мелководное (II-2-18), и Участок Славяновский (II-2-64).

Перлиты. Балансом запасов перлитового сырья утверждены пять малых месторождений: Верховий р. Рязановка (II-2-61), Ручья Охотничья Падь (II-2-62), Рязановское (II-2-71), Чапигоу I (II-2-72) и Чапигоу II (II-2-76).

Месторождение Рязановское (II-2-71) расположено в Западно-Приморской зоне. Вспученный перлитовый щебень отвечает требованиям действующего ГОСТ 10832-74 «Песок и щебень перлитовые вспученные». Оптимальная температура вспучивания — 1100—1200 °С в течение 3—5 минут. Вспученные перлиты месторождения пригодны в качестве заполнителей при изготовлении перлитобетона. Запасы перлитов составляют 864,9 тыс. м³.

Карбонатные породы

Мраморы. На площади листа известны два месторождения мрамора: Амбинское (II-2-1) и Залив Посьета (III-I-6).

Месторождение Амбинское расположено в Хасанском районе, в 25 км к западу от с. Занадворовки. Месторождение сложено позднепермскими мраморами двух разновидностей: серовато-белые и голубовато-серые. Мощность полезного ископаемого — 4—115 м. Мощность вскрыши — 0,4—7,3 м. Мрамор хорошо полируется и обладает высокими декоративными качествами.

ми. Горнотехнические и гидрогеологические условия отработки благоприятны. Запасы мраморов составляют 6210 тыс. т (категорий В + С₁), С₂ – 6078 м³. В настоящее время не разрабатывается [214].

Месторождение залива Посыет (III-1-6) обладает более высокими декоративными качествами.

Известняки. Используются для строительной извести и для изготовления цемента. Известны три крупных (два эксплуатируются) и одно среднее месторождение известняков, в том числе Нарвское (II-2-27), Высокий Утес (II-3-33), Новицкое (II-4-25) и др.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Сырье для кирпича обыкновенного представлено четвертичными легкоплавкими глинами и суглинками аллювиального, аллювиально-делювиального и озерно-аллювиального происхождения. Известно два малых месторождения глин кирпичных, одно из них – Первореченское (II-2-3) – отработано.

По грансоставу глины с низким и средним содержанием крупнозернистых включений, низкодисперсные, умеренно- и среднепластичные, с высоким содержанием красящих окислов. Температура обжига 950–980 °С. По качеству кирпич соответствует требованиям ГОСТ 530-54 для марки 100.

Глины для цементного производства. В районе известны три месторождения глин: крупное Несвоевское (II-4-19) и два малых – Участок Овчинниковский (II-2-14), Участок Монгугайский (II-2-20).

По гранулометрическому составу глины отвечают требованиям ГОСТ.

Глины керамзитовые. Представлены одним крупным (Болотницкое – I-3-46) и одним малым (Залив Угловой – II-2-13) месторождениями.

Глинистые сланцы керамзитовые. На площади листа разведаны три крупных месторождения сланцев керамзитовых: Зыбунное (I-3-49), Тихоокеанское (II-3-30) и Малютка (II-3-46).

Месторождение вспучивающихся сланцев Зыбунное расположено в 5 км от г. Артем, в 14 км от завода-потребителя, расположенного в пос. Угловое. Пачка песчаников и алевролитов раннего триаса согласно залегает на базальных конгломератах и имеют мощность 300 м. Тело полезного ископаемого представляет собой пластообразную залежь с падением на юго-восток под углом 30–40°. Длина его 800 м при средней ширине 350 м. Вспучивающиеся алевролиты – это породы серого цвета с зеленоватым оттенком со скорлуповатой отдельностью и полосчатой текстурой, тонкодисперсные с глинистым цементом, сложенные разбухающими гидрослюдами, что и объясняет их вспучиваемость. Горнотехнические условия благоприятны для открытой разработки. Мощность вскрыши пород – 12 м, запасы – 10 778 тыс. м³, месторождение эксплуатируется [187].

Сланцы кровельные. Представлены одним проявлением – Адиминское (II-2-57), расположенным в Западно-Приморской зоне.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Представлен двумя малыми месторождениями Песчаное (II-2-22) и Морское (II-2-52). Песчано-гравийный материал используется как качественный балласт для железнодорожного пути, пески-отсевы – в качестве мелкого заполнителя в бетоны.

Песчано-гравийная смесь содержит: песок – 14–64 %, гравий (фракция 60–3 мм) – 36–79 %. Гранулометрический состав смеси: фракция > 60 мм – 0,0–1,1 %, средняя – 0,11 %; 60–40 мм – 0,7–3,0 %, 40–20 мм – 3,1–25,4 %; 20–10 мм – 14,4–35,8 %; 10–5 мм – 8,0–16,3 %; 5–3 мм – 5,1–13,1 %; 3,0–1,0 мм – 3,0–14,0 %; 1–0,5 мм – 2–20 %; 0,5–0,1 мм – 7–43 %; <0,1 мм – 1–13 %. Смесь пригодна в качестве балластного слоя для железнодорожного пути.

Песок строительный. Все месторождения песков являются полиминеральными и требуют обогащения и отсева. Скопление песков известно по долинам рек (аллювиальные пески), по берегам морских бухт и в приустьевых частях впадающих в них рек, по берегам озер, морские пески широко распространены в береговой полосе заливов и на шельфе. В районе известно одно крупное, два средних и шесть малых месторождений песков, в том числе Тюмень-Ула (III-1-9), Кедровое (II-2-49), Бухта Баклан (II-2-73), Туманное (III-1-8) и др.

Месторождение Кедровое находится в Хасанском районе, в 3 км к востоку от пос. Нарва, в северо-восточной части бух. Нарва. Месторождение сложено аллювиальными отложениями современного отдела. Мощность ее 1,5–8,0 м. Площадь 6–1,9 км². Мощность вскрыши достигает 4 м, средняя – 0,15 м.

Пески по качеству отвечают действующему ГОСТ 8736-77. Балансовые запасы месторождения на 1.01.1983 г. составляли 4637 тыс. м³ [214].

Песок стекольный на территории района низкого качества, требуется предварительное обогащение. Известно одно малое месторождение – Бухты Перевозная (II-2-45).

Песчаники. В пределах территории листа К-(52), 53 имеются три месторождения песчаника, который может быть использован в строительстве. Это крупное месторождение Атласовское (II-2-16), среднее – Занадворовское (II-2-7) и малое – Полуострова Речной (II-2-2).

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Песок формовочный. На юге листа известно малое месторождение формовочных песков: Остров Попова (II-2-60).

Пеликаниты. В районе г. Синий Утес расположено малое месторождение Сидеминское (II-2-26), сложенное туфогенно-осадочными породами

синеутесовской свиты, в которой описаны два пласта (мощностью 15 и 5 м) породы желто-серого цвета, легкой, тонкослоистой, которая в разных источниках называлась по-разному: диатомит, трепел, опоквидная глина. Проводились технологические испытания. Добавление порошка породы в воздушные известковые растворы значительно увеличивает их прочность. Порода может использоваться в качестве вяжущего материала для получения гидравлического цемента. Запасы категории C_1 – 2500 тыс. м³.

Ракуша кормовая. Известно одно месторождение морской ракуши, расположенное в бух. Экспедиции залива Посьет–Ясное.

Месторождение Ясное (II-1-11). В бухте Экспедиции выявлен пласт горизонтально залегающих современных морских илов темно-серого цвета, с обломками ракуши размером от долей мм до 20 см. Мощность пласта 20 м, глубина воды 0,3–3,0 м. Пласт не выдержан по составу и мощности, содержит прослой «чистых» илов. Содержание ракуши в контуре подсчета запасов от 10 до 71,5 %, в среднем по месторождению 29,2 %. Ракуша на 90–95 % состоит из кальцита и 5–10 % арагонита. Содержание нерастворимого остатка в ракуше не превышает 10 % (в основном до 6 %), количество невредных примесей $MgCO_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$ находится в пределах 1–2 % при максимально допустимых 4,8 %, а содержание вредных примесей (мышьяка, фтористых соединений) гораздо меньше допустимого. Запасы ракуши по категориям $B + C_1$ – 5877 тыс. т в акватории и 369 тыс. т на суше.

Вмещающие ракушу илы пригодны для производства кирпича, облицовочной плитки, керамзита, аглопорита. Их также можно применять в больнеологии для грязелечения и в качестве микроэлементного удобрения и подкормки сельскохозяйственных животных [185].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГЯЗИ

Минеральные лечебные воды. На площади известно пять источников минеральных вод, выходы которых контролируются разрывной тектоникой. Интенсивность проявлений зависит от степени раскрытости трещин. На поверхность воды выходят в виде малодобитных родников, мочажин. Дебит родников – 0,05–0,1 л/с. По химическому составу воды достаточно разнообразны, явно преобладают гидрокарбонатные кальциевые и смешанные. Минерализация от 0,1 до 4 г/дм³. Преобладающим типом лечебно-столовых вод является шмаковский тип: общая минерализация 0,14–2,27 г/дм³, ионный

состав $\frac{HCO_3 \times 96-100}{Ca40-60Mg-20-40Na_2O}$, рН 4,0–5,9, температура 7–9 °С, содержание

специфических компонентов: CO_2 – 0,5–3,2 г/дм³, H_2SiO_3 – 60–150 мг/дм³, Fe – до 20 мг/дм³. Воды некоторых источников слаборадиоактивны.

Минеральные лечебные воды известны в бассейне р. Киевка, где расположены несколько групп источников. Чистоводная объединяет четыре источника: Нижний Левый и Нижний Правый, Верхний, Новый, на их базе действует курорт Чистоводненское (II-4-27). Воды источников карбонат-

но-гидрокарбонатно-натриевые, источников Нижний Левый и Верхний – термальные (температура 22–29 °С). Балансовые эксплуатационные запасы по этой группе оценены в 887 м³/сут по категории А.

Питьевые пресные воды. Водоснабжение населенных пунктов западной равнинной части территории производится главным образом за счет подземных вод. Эксплуатируются преимущественно воды аллювиальных четвертичных отложений и неогеновых отложений устьсуйфунской свиты. Меньшее значение имеют трещинные воды метаморфического основания. Водозабор осуществляется скважинами и шахтными колодцами. Разведаны и эксплуатируются 20 месторождений пресных подземных вод.

Одиночные, редко групповые скважинные водозаборы, являющиеся источником водоснабжения многих населенных пунктов сельского типа, имеют разные дебиты, зависящие от водообильности эксплуатируемых горизонтов.

Скважины эксплуатируют три основных водоносных комплекса: четвертичный аллювиальный, неогеновый терригенный и нижнепротерозойских метаморфических образований в зонах трещиноватости. Глубина горизонта подземных вод аллювиального комплекса не превышает 5 м, дебит скважин колеблется от 2 до 22 л/с. Воды безнапорные. Неогеновый водоносный комплекс характеризуется глубинами залегания горизонта вод до 14,5 м, дебитами скважин до 40 л/с. Воды преимущественно напорные. Водообильность слабоводоносного метаморфического комплекса по скважинам в максимуме достигает 10 л/с, но в основном составляет 2–3 л/с. Уровень подземных вод от 4 до 35 м.

Грязи лечебные. Месторождение Садгородское (II-2-24) расположено в бух. Угловая в районе санаторной зоны Садгород и известно с конца XIX века. Лечебные илы приурочены к слоям верхнего голоцена, качество грязей изучалось в 1923 г. врачом А. П. Лапуниным, установившим их слабую радиоактивность и наличие хлористых и сернистых соединений и йода. По своим лечебным свойствам грязи считаются одними из лучших и широко применяются курортом «Садгород». Запасы не подсчитывались и практически не ограничены [214].

Месторождение Бухта Экспедиции (Ясное) (III-1-2). Лечебные грязи выявлены попутно при разведочных работах на кормовую ракушу. Грязевая залежь распространяется на значительную часть акватории бух. Экспедиции, полезным ископаемым являются илы донных отложений. По бальнеологическим свойствам грязи сравнимы с таковыми Садгородского месторождения; запасы категорий В + С₁ – 15,41 млн т [105, 174, 175, 256, 257].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ РУДОГЕНЕЗА

В пределах описываемой территории листа выделяются семь основных рудогенных эпох: раннепалеозойская (кембрий-ордовикская), позднепалеозойская (девон-пермская), поздне триасовая-раннемеловая, юрская, меловая-раннепалеогеновая, палеоген-неогеновая, плиоцен-голоценовая, каждая из которых подразделяется на этапы.

Раннепалеозойская (кембрий-ордовикская) эпоха проявилась в пределах Ханкайской субпровинции формированием железо-марганцевых руд, с фосфорсодержащими породами, залегающими в горизонтах железистых кварцитов орловской серии, редкометалльно-флюоритовой и олово-цинковой минерализации, связанной со становлением литий-фтористых гранитов вознесенского комплекса.

Позднепалеозойская (девон-пермская) эпоха рудогенеза формировалась в девонский и пермский этапы развития вулкано-тектонических структур с урановой, уран-ториевой и слабопроявленной полиметаллической минерализацией; с карбоновым этапом тектоно-магматической активизации связаны проявления и месторождения полиметаллов и в меньшей степени – уран-редкометалльная минерализация.

С *позднетриасовой–раннемеловой эпохой* связаны основные этапы формирования каменноугольных месторождений, приуроченных к мезозойским континентальным наложенным впадинам. Основные угленосные структуры (Южно-Приморский, Раздольненский и Партизанский бассейны) формировались на жестком протерозой-палеозойском основании Ханкайского массива.

Юрская эпоха рудогенеза выразилась в образовании золоторудной и вольфрам-полиметаллической минерализации, которая проявилась в период тектоно-магматической активизации структур Ханкайского массива. С этой эпохой связано происхождение основных рудовмещающих структур вольфрамового оруденения – юрских отложений, содержащих горизонты и олистолиты известковых и кремнисто-известковых пород, которые при более поздних (меловых) этапах тектономагматической активизации превратились в рудные тела скарново-грейзенового типа.

Меловая–раннепалеогеновая эпоха является наиболее продуктивной, с которой связаны многочисленные и крупные рудные объекты оловянной,

вольфрамовой, полиметаллической и золото-серебряной минерализации, а также медно-молибденовой и ртутно-сурьмяной. Основными рудоконтролирующими структурами этой эпохи являются интрузивно-купольные и вулкано-тектонические. С раннемеловыми коллизионными гранитами связаны скарново-грейзеновые месторождения вольфрама и проявления оловянно-вольфрамовой минерализации. Формированию позднемеловых габбро-гранитных ассоциаций обязаны своим происхождением основные месторождения и проявления олова и олова-полиметаллов с серебром, а также золото-серебряные проявления. С вулкано-тектоническими структурами ВСАВП генетически связана полиметаллическая и золото-серебряная минерализация. Все ведущие полезные ископаемые и крупные месторождения этой эпохи приурочены к Сихотэ-Алинской минерагенической провинции. Основные вольфрамовые, оловянные и олово-полиметаллические месторождения приурочены к Центральной минерагенической зоне, а полиметаллические и золото-серебряные (часто с медью) – к Прибрежной, Таухинской МЗ, пространственно совпадающих со структурой ВСАВП.

Палеоген-неогеновая эпоха охватывает время образования континентальных угленосных впадин, приуроченных в основном к крупным северо-восточным разломным структурам Западного Приморья. Выделяются три основных цикла угленакопления: эоценовый, эоцен-олигоценный и олигоцен-миоценовый. Кроме промышленной угленосности, эпоха характеризуется богатой германиевой и урановой минерализацией, приуроченной к тем же циклам угленакопления.

К этой же эпохе, по-видимому, следует отнести начало формирования железо-марганцевых образований (ЖМО) на поднятиях Центральной глубоководной котловины Японского моря. Генезис ЖМО Японского моря, учитывая сходство условий образования, аналогичен генезису ЖМО подводных гор Тихого и других океанов. Последний достаточно подробно описан в обширной литературе [23, 50, 86], согласно которой накопление рудного вещества железо-марганцевых конкреций и корок начинается сразу после формирования подводных возвышенностей и продолжается все время их существования.

Фосфориты морского дна образуются в условиях, весьма сходных с условиями образования ЖМО, часто ассоциируют с ними в единых корках и сростках. Поэтому и эпоха образования фосфоритов дна соответствует времени образования ЖМО: палеоген–неоген [124].

Плиоцен-голоценовая эпоха знаменует собой этап формирования россыпных месторождений золота, олова и поделочных камней – агатов.

Заложение главных структурных впадин глубоководного ложа Японского моря произошло, по-видимому, в позднемеловую–палеогеновую эпоху. В последующее время происходило заполнение этих впадин осадочно-вулканогенной толщей, которая в некоторых районах обладает хорошими коллекторными свойствами [201]. Таким образом, эти впадины с современными мощностями осадочного чехла 300–1500 м являются потенциально перспективными на углеводородное сырье.

РОЛЬ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Основными рудоконтролирующими структурами являются крупные разрывные нарушения, интрузивно-купольные и вулcano-тектонические, а также наложенные впадины континентальных рифто-грабен.

С образованием континентальных впадин связаны месторождения бурого и каменного угля, которые формировались в несколько этапов – позднетриасовый, раннемеловой и палеоген-неогеновый. Мезо-кайнозойские впадины приурочены к крупным рифтовым структурам и контролируются разломами северо-восточного простирания.

Интрузивно-купольные структуры связаны с этапами тектоно-магматической активизации и структурной перестройки, формировались поэтапно, на протяжении всего палеозой-мезозойского времени и причастны к образованию всех основных видов полезных ископаемых и в первую очередь металлических. В палеозойские этапы развития региона с ними тесно связана редкометалльно-редкоземельная и флюоритовая минерализация, урановая полиметаллическая и золоторудная. В мезозойскую эпоху возрастает роль металлов халькофильной группы. В это время формировались основные, промышленные месторождения полиметаллов, золота и серебра, меди, олова и вольфрама. С этапами образования меловых интрузивно-купольных структур связана сурьмяно-ртутная, свинцово-цинковая с серебром, медно-молибденовая с золотом минерализации.

Вулcano-тектонические структуры развивались преимущественно в меловую эпоху развития активной окраины Сихотэ-Алиня. С их образованием связаны проявления и месторождения эпитермальной золото-серебряной формации, медно-порфировые, полиметаллические и многие месторождения строительных материалов.

В позднемеловую–палеогеновую эпоху были сформированы вулcano-тектонические структуры главных поднятий глубоководного ложа Японского моря. С этими структурами связано накопление железо-марганцевых образований, а также частично – фосфоритов.

Структурные впадины глубоководного ложа Японского моря при значительных мощностях осадков являются потенциально перспективными на углеводородное сырье.

В целом по региону в последовательности развития рудоконтролирующих структур и эпох рудогенеза наблюдается следующая закономерность. От древних структур развития гранитно-метаморфических областей, с их ярко выраженным сидерофильным профилем (Fe, Mn), мы переходим в палеозойские структуры интрузивных куполов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией и вулcano-тектонические структуры с урановой и полиметаллической минерализацией. В последующие эпохи возрастает роль интрузивно-купольных структур, а профилирующая рудная минерализация постепенно сменяется от олово-вольфрамовой к свинцово-цинковой и затем к золото-серебряной. На заключительном этапе, в позднемеловую–палеогеновую эпоху, возрастает значение вулcano-тектонических структур.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория района исследований входит в состав Сихотэ-Алинской минерагенической провинции и Ханкайской субпровинции Ханкайско-Буреинской провинции, которая охватывает западную часть площади суши. Обе провинции распространены шире и включают в себя территории соседних с севера листов, а Ханкайская субпровинция распространяется к западу, за пределы границы, на территорию КНР. В Ханкайской субпровинции выделено четыре минерагенические зоны: Западно-Приморская, Уссурийско-Вознесенская, Восточно-Ханкайская, и Сергеевская, заметно отличающиеся друг от друга типом и возрастом рудогенеза и интенсивностью его проявления. Сихотэ-Алинская провинция разделена, в пределах территории листа, на шесть минерагенических зон, близких по возрасту рудообразующих эпох, но отличающихся друг от друга металлогеническим профилем, имеющим ту или иную направленность – оловянную, вольфрамовую, полиметаллическую, золото-серебряную и др. В пределах минерагенических зон выделяются рудные районы со сходным типом минерализации, а в них рудные узлы, являющиеся наиболее мелкими таксономическими единицами минерагенического районирования. Рудные узлы на фоне сравнительно бедных территорий выделяются обилием месторождений и проявлений, характеризующихся единым типом минерализации и принадлежащих к одному этапу рудогенеза.

На площади листа выделяются три крупных каменноугольных бассейна – Южно-Приморский, Раздольненский и Партизанский. Отдельные и разобщенные небольшие угленосные впадины палеоген-неогенового этапа рудогенеза выделены в рангах угленосных площадей.

Большую часть площади листа К-(52), 53 занимает акватория Японского моря в пределах экономической зоны РФ. Акватория включает в себя зону шельфа и Центральную глубоководную котловину с рядом вулканотектонических поднятий.

На зону шельфа частично распространяются южные окончания минерагенических подразделений суши, главным образом в виде прибрежных россыпных зон, имеющих источники полезного компонента на прилегающей суше (титаноносные площади морского мелководья Ханкайской провинции, морские россыпи Криничного, Находкинского и других золотоносных узлов).

В пределах акватории Японского моря условно выделяется Япономорская минерагеническая провинция, включающая Центральную глубоководную котловину, континентальный склон и шельф за исключением прибрежной мелководной зоны. На акватории Японского моря расположен также Центрально-Япономорский потенциально нефтегазоносный бассейн. Формирование Центрально-Япономорской котловины рассматривается от докембрия до наших дней. Основная масса исследований Япономорского региона указывает на значительное количество тектонических нарушений вдоль побережья Японского моря. При встречных вертикальных тектонических движениях наибольшие движения возникали и разрешались разрывами в зонах сочленения разнородных сред – структур рамы (обрамления) с котловиной. Этим определяется контур дизъюнктивного ограничения

почти всей Центральной впадины Японского моря, но особенно отчетливо и повсеместно вдоль ее Приматерикового края. Геофизические данные показывают, что максимальная амплитуда вертикальных перемещений составляет 4–5 км, поэтому мощность осадочных образований в Центральной части котловины может составлять не менее 4–5 км, т. е. существовали условия для локализации углеводородного сырья в пределах Центральной котловины.

На тектоно-магматических поднятиях Центральной котловины и частично на континентальном склоне развиваются железо-марганцевые образования (конкреции и корки), а также фосфоритовые стяжения и корки.

ХАНКАЙСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Входит в состав Ханкайско-Буреинской минерагенической провинции и охватывает западную, приграничную с Китаем, и южную часть Приморья. Большой возрастной диапазон развития, геологических комплексов, слагающих этот регион, многократность проявлений этапов тектоно-магматической и вулканической активности предопределили разнородную металлогеническую специализацию выделяемых в его пределах минерагенических зон и широкий возрастной диапазон эпох рудогенеза.

Для субпровинции характерны следующие основные эпохи рудогенеза:
– раннепалеозойская – Fe, Mn, fl, Ta-Nb, TRF, алмазы, Pb-Zn, магнетит, U;

– юрская – Au, Cu, Pb;

– меловая–раннепалеогеновая – Au-Ag-Sn, W, Pb-Zn;

– палеоген-неогеновая – Ge, U в угленосных кайнозойских впадинах.

В составе субпровинции выделены следующие минерагенические зоны: Западно-Приморская свинцово-медно-золоторудная, Уссурийско-Вознесенская марганцево-железо-редкометалльно-флюоритовая, Восточно-Ханкайская золото-олово-вольфрам-цинк-свинцоворудная и Сергеевская серебряно-золоторудная. Кроме того, территориально с субпровинцией связана Хасанская минерагеническая зона, в пределах которой имеется Хасанская россыпная площадь, перспективная на титаномагнетит и монацит (Ti, Fe, TR). Сумма прогнозных ресурсов условного ильменита категории P₃ в пределах Хасанской титаноносной площади составит 3360 тыс. т [201].

Западно-Приморская свинцово-медно-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, Cu, Pb/J)

Находится в западной континентальной части площади листа К-52 на границе с Китаем и КНДР, протягиваясь узкой (20–50 км) полосой вдоль границы в северном направлении, захватывая территорию соседнего листа L-52. Зона контролируется Западно-Приморским разломом и занимает основную часть Западно-Приморской структурно-формационной зоны. Минерагеническую специализацию зоны определяют многочисленные золоторудные проявления, расположенные в основном в пределах золото-

россыпных узлов, разработка которых начиналась еще в позапрошлом веке. Остальные металлы (Pb, Cu, Pt, Zn, W, Sn), характеризующие облик зоны, не имеют промышленно значимых проявлений.

Все эпохи минерализации связаны с этапами тектоно-магматической активизации, проявившиеся в формировании гранитоидных интрузий в позднепермское и раннеюрское время (комплексы соответственно рязановский и гвоздевский), а также с формированием вулкано-тектонических структур позднепермского (барабашского) вулканического комплекса. Золоторудные проявления представлены золото-кварц-сульфидными жилами и зонами метасоматической переработки, связанными с позднепермскими (рязановский комплекс) и раннеюрскими (гвоздевский комплекс) гранитоидами.

В связи со слабой изученностью этой минерагенической зоны, рудные районы в ней не выделяются, но известные сегодня рудопроявления на территории листа К-52 объединены в два золоторудных узла: Нарвский (1.0.1 Au, Pb) и Краскинский (1.0.2 Au, Pb).

Нарвский свинцово-золоторуднороссыпной узел (1.0.1 Au, Pb). Расположен в западной части территории листа К-52, в бассейнах рек Нарва и Пойма. Характеризуется небольшими рудопроявлениями свинца, пунктами минерализации золота и многочисленными россыпями золота. В отношении золоторудной минерализации изучен очень плохо, т. к. все золотое оруденение, включая и россыпи золота, находится на территории заповедника «Кедровая Падь».

Золотое оруденение связано с гранитоидным магматизмом позднепермского рязановского комплекса и локализуется в вулканогенно-осадочных отложениях барабашской свиты. Рудопроявления свинца связаны с габбро-диоритовыми мелкими интрузиями первой фазы того же рязановского комплекса. В роли рудоконтролирующих выступают зоны разломов северо-восточного простирания.

Краскинский свинцово-золоторудный узел потенциальный (1.0.2 Au, Pb). Расположен на самом южном окончании Приморья, на территории листа К-52, в районе залива Посъет. Характеризуется наличием двух рудопроявлений свинца и цинка и несколькими пунктами минерализации золота. На его площади давно известна и частично отработана в начале прошлого века небольшая, но богатая россыпь золота (Илихэ).

Перспективы узла связаны с золоторудной минерализацией, концентрирующейся вокруг известной россыпи и выражающейся в многочисленных шлиховых и литохимических ореолах золота. Оруденение приурочено к узлу пересечения меридиональных и северо-восточных разломов и расположенному в центральной части крупной интрузивно-купольной структуры юрского гранитоидного батолита гвоздевского потенциально золоторудного комплекса.

В этом же районе расположена Хасанская россыпная площадь, перспективная на титаномагнетит и монацит (Ti, Fe, TR). Основные россыпные проявления расположены на морском пляже и прибрежном мелководье, протягиваясь вдоль берега полосой длиной до 30 и шириной до 5–7 км, а также на дне Новгородской бухты. Прогнозные запасы TiO_2 – 3360 тыс. т.

Уссурийско-Вознесенская марганцево-железо-редкометалльно-флюоритовая минерагеническая зона (2 fl, R, Fe, Mn/PZ)

Располагается длинной полосой вдоль границы с Китаем в основном на территории северных листов L-(52), 53, захватывая своим южным краем северо-западную часть площади листа К-52.

Минерагения зоны очень сложная, связанная с образованием многочисленных и разнообразных видов полезных ископаемых. Основными эпохами рудообразования являлись протерозойская и раннепалеозойская, в которых выделяется несколько этапов рудогенеза. Кроме того, сложность строения усугубляется наложением последующих, палеозой-мезозойских этапов тектоно-магматической активизации. С древними этапами рифейского и раннекембрийского рудогенеза связана графитовая и железо-марганцевая минерализация, широко проявленная в структурах самого Ханкайского массива, а с раннепалеозойскими этапами связана редкометалльно-флюоритовая минерализация, приуроченная к разломным структурам активных зон внедрения литий-фтористых гранитов вознесенского комплекса. На территории листа К-53 выделен Вознесенский цинк-редкометалльно-олово-флюоритовый рудный район.

Для флюорит-редкометалльного оруденения, являющегося основным для Вознесенского рудного района, главными факторами контроля оруденения стали сочетание сдвиго-взбросовых тектонических разрывных нарушений северо-восточного простирания с продольными надвигами и взбросами северо-западного простирания, которые создали благоприятные структуры для внедрения рудоносных литий-фтористых и биотитовых гранитов ордовикского вознесенского комплекса. Благоприятной рудовмещающей средой послужили терригенные и терригенно-карбонатные, высокоуглеродистые отложения ярославской и григорьевской серий.

Вознесенский цинк-редкометалльно-олово-флюоритовый рудный район (2.1 fl, Sn, RF, Zn). Находится в юго-западной части Приморья, в основном на территории северных листов L-52, L-53 и ограничено на территории листа К-53. Занимая площадь в 1800 км², охватывает всю территорию Вознесенской СФЗ, сложенную рудовмещающими нижнекембрийскими терригенными и карбонатными толщами, прорванными рудоносными гранитоидами вознесенского комплекса.

Основным полезным ископаемым района является флюорит, но кроме того широко проявлена оловянная, вольфрамовая, цинковая, свинцово-цинковая и редкометалльная (Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be) минерализация.

Район характеризуется сложным геологическим строением. Осадочные нижнекембрийские породы смяты в складки северо-западного простирания, образующие серию тесножатых и опрокинутых на северо-восток антиклиналей и синклиналей. В пределах рудоносной части района складчатые структуры флексурообразно изгибаются от северо-западного к субмеридиональному простиранию. Они осложнены разрывными нарушениями — продольными надвигами и взбросами северо-западного простирания, диагональными и поперечными к складчатости сдвигами и взбросо-сдвигами северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний; кроме того, выделяются зоны повышенной трещиноватости, являющиеся, по мнению А. А. Ря-

занцева, отражением скрытых глубинных разломов фундамента, которые играли основную роль в развитии магматизма и рудообразования. По данным геофизических исследований (Р. Г. Кулинич), рудоносная площадь четко очерчивается гравитационным максимумом, выступающим на фоне минимальных значений силы тяжести, соответствующих впадинам, и имеет неоднородно-блоковое строение (А. М. Петрищевский).

В конце раннего кембрия район обособился в виде крупного поднятия и оставался стабильным на протяжении второй половины кембрия и почти всего ордовика. На границе ордовика—силура регион подвергся тектоно-магматической активизации, с которой связана интенсивная магматическая деятельность и формирование ряда интрузивных комплексов: раннепалеозойского габбро-пироксенитового, ордовикского вознесенского комплекса гранитов и лейкогранитов, среднепалеозойского габбро-монцит-сиенитового и среднепалеозойского гранитового гродековского комплекса. Основное рудогенерирующее значение имеют ордовикские граниты (вознесенский комплекс), представленные двумя разновидностями — порфиroidными биотитовыми турмалинсодержащими гранитами и лейкократовыми биотит-протолитионитовыми гранитами; последние относятся к редкометалльным гранитам литий-фтористого типа. С первыми тесно ассоциированы жильные оловянные месторождения с вольфрамом и касситерит-силикатно-сульфидные месторождения (тоже жильные), последние сопровождаются интенсивным борным метасоматозом и незначительной бериллиево-флюоритовой минерализацией. С редкометалльными вознесенскими гранитами генетически связано танталовое (с ниобием) промышленное оруденение. Парагенетическая связь с этими гранитами установлена для редкометалльно-флюоритовой минерализации, которая проявилась в связи с процессом поздней грейзенизации с образованием своеобразных апокарбонатных грейзенов по известнякам.

Основу рудного района составляют Вознесенское и Пограничное месторождения плавикового шпата, характеризующиеся к тому же комплексностью минерализации — наряду с флюоритом в рудах сосредоточены Li, Rb, Cs, Be; в залегающих под этими рудами гранитах — Ta, Nb. Эти уникальные месторождения расположены на территории листа L-53.

Кроме того, известен ряд небольших месторождений и рудопроявлений Sn, W, полиметаллов.

С ордовикскими биотитовыми гранитами связана оловорудная и вольфрамовая минерализация. Оловорудная минерализация на площади листа K-53 представлена Осиновским месторождением. Вольфрам сопровождает некоторые оловорудные месторождения и проявления.

Прогнозные ресурсы по всему Вознесенскому рудному району составляют: по флюориту всего 16 млн т (P_1 — 6 млн т, P_2 — 3 млн т, P_3 — 7 млн т), по редким металлам — 5 тыс. т. Кроме того, на балансе месторождений числятся запасы по флюориту — 14 080 тыс. т, по цинку — 201,9 тыс. т, по олову 8,162 тыс. т. по редким металлам: Be — 27 794 т, Rb — 44 446 т, Li — 71 507 т, Cs — 3899 т, In — 50,1 т.

Восточно-Ханкайская золото-олово-вольфрам-цинк- свинцоворудная минерагеническая зона (З Pb, Zn, W, Sn, Au/C, K)

Большей частью своей площади расположена на территории листа L-53, захватывая с севера незначительную часть площади листа K-53 в пределах Синегорской структурно-фациальной зоны.

Специализация Восточно-Ханкайской минерагенической зоны определяется урановой и свинцово-цинковой минерализацией, в меньшей степени олово-вольфрамовой и золоторудной. Выявлено два мелких месторождения урана и целый ряд рудопроявлений, которые в основном локализованы в Синегорском рудном районе на территории листа L-53.

Синегорский золото-цинк-свинец-вольфрам-урановорудный район (3.1 U, W, Pb, Zn, Au), включающий в себя Реттиховский редкометалльно-урановорудный узел (3.1.1 U, R) захватывает небольшую площадь у северной границы листа K-53 в пределах юго-западного окончания минерагенической зоны, в поле распространения основных вулcano-тектонических структур одноименной структурно-формационной зоны, выполненной девонскими магматическими образованиями.

Основная эпоха рудогенеза, связанная с формированием месторождения урановой и полиметаллической минерализации, приходится на девон-карбоновое время, когда происходило формирование вулcano-тектонических структур девонского супутинского риолитового комплекса и гранитоидов раннекарбонового, куйбышевского комплекса. С ними связано образование всех основных урановых месторождений) и проявлений района, а также полиметаллическая минерализация. Активизацией позднепермского (бельцовского) гранитоидного комплекса созданы новые структуры реанимированной, подновленной урановой минерализации и вновь возникшей золоторудной. С этапом позднемеловой активизации связано образование синегорского гранитоидного комплекса, который ответствен за формирование вольфрамовых, оловянных и полиметаллических рудопроявлений района.

В районе выделены два рудных узла, различающихся набором основных рудных компонентов – Синегорский и Реттиховский. Территорию листа K-53 своей незначительной южной частью захватывает Реттиховский рудный узел.

Реттиховский рудный узел находится в юго-западной части Синегорского рудного района и располагается целиком на площади Синегорской структурно-формационной зоны.

Площадь узла сложена кислыми магматитами девонского и раннекарбонового возраста, которые выполняют крупные вулcano-тектонические структуры и несут с собой фтор-молибден-урановую и уран-сульфидную минерализацию. Эти магматиты прорваны интрузиями лейкогранитов куйбышевского раннекарбонового возраста, которые ознаменовали собой заключительный этап тектоно-магматической активизации, завершившей длительное развитие палеозойских магматических структур. С этим заключительным комплексом связана урановорудная и полиметаллическая минерализация.

На территории листа К-53 в пределах Реттиховского рудного узла не выявлено проявлений с существенно урановорудной специализацией, но узел в целом рекомендуется для изучения на урановую минерализацию.

Сергеевская серебро-золоторудная минерагеническая зона (4 Au, Ag/K)

Находится на юге Приморья, в пределах листа К-53, занимая обширную область в бассейне р. Партизанская и правобережья р. Киевка. Приурочена к зоне одноименного массива и структурам его обрамления – Муравьевско-Дунайской, Партизанской и Кривинской структурно-формационным зонам.

Сергеевская минерагеническая зона представляет собой сложный коллаж разновозрастных и разноформационных структур, у которых древними являются метагабброидные докембрийские породы сергеевского комплекса, гранитизированные гранит-мигматитовыми комплексами среднерифейского (партизанский) и кембрийского (таудеминский) комплексов. Эти породные образования, вместе с блоками наиболее древних метаморфитов авдокимовской толщи, относятся к структурам древних гранит-зеленокаменных поясов и изначально, традиционно для таких структур, имеют золоторудную специализацию, определившую в целом существенно золоторудный профиль зоны. Все последующие этапы тектоно-магматической активизации ремобилизовали и перераспределили концентрации рудного вещества и частично внесли «свои» рудные элементы в чисто золоторудную первичную специализацию метагабброидов. Внедрение раннемеловых гранитоидов татибинского и успенского комплексов, с их существенно олово-вольфрамовой специализацией, позднемеловых бачелазского и ольгинского комплексов с их олово-вольфрам-золото-висмутовой минерализацией, создали наложение двух разных эпох и зон минералообразования. Этим объясняется некоторая разница минеральных ассоциаций в выделенных рудных узлах – в западной части площади (Криничный золоторудно-россыпной узел) золоторудные проявления и месторождения тесно ассоциированы с интрузиями раннемеловых коллизионных гранитов и для них характерна принадлежность к золото-висмутиновой и золото-арсенопиритовой формациям. В восточной части, в выделяемых здесь Находкинском, Лазовском и Кривореченском руднороссыпных узлах минерализация существенно золотого типа, с примесью более поздних олова и вольфрама и редко серебра (проявление Верхнеполозовское). Практически все выделяемые рудные узлы сопровождаются мелкими россыпями золота, которые в настоящее время большей частью отработаны или частично отработаны.

На площади зоны обнаружено шесть мелких месторождений золота, два из которых пролицензированы, и на них ведутся геологоразведочные работы, более 20 рудопроявлений и очень много пунктов золотой минерализации. Для этой зоны характерны также проявления олова, вольфрама, ртути и мышьяка.

Прогнозные ресурсы и запасы по Сергеевской зоне составляют в целом по золоту 50,4 т, из них ресурсов: категории P_1 – 13 т, категории P_2 – 35 т. Ресурсный потенциал по россыпному золоту составляет 2,407 т.

Криничный золоторуднороссыпной узел (4.0.1. Au) находится в западной части минерагенической зоны и охватывает восточную часть побережья Уссурийского залива и прилегающие острова залива Петра Великого (Аскольд, Пуятин).

Занимает область Муравьевско-Дунайской зоны, в которой, по геологическому строению, в основании находятся пироксенит-габбро-диоритовые массивы аннинского комплекса и прорывающие их гранитоиды таудеминского комплекса. На этом жестком основании заложились вулкано-тектонические и магматические структуры ранне- и позднепермского возрастов, которые в свою очередь перекрываются прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями триасового, юрского и раннемелового возрастов. Основной этап минерализации приходится на позднемеловое время, на эпоху внедрения гранитоидов улунгинского и ольгинского комплексов, когда окончательно сформировались все известные рудопроявления.

Становление интрузивно-купольных структур позднемеловой эпохи тектоно-магматической активизации контролировалось системой региональных разломов северо-восточного и субмеридионального направлений, а рудовмещающие структуры ориентированы преимущественно в северо-западном направлении.

В рудном узле выделено два мелких месторождения – Криничное и Аскольд и ряд рудопроявлений, сконцентрировавшихся вокруг этих месторождений.

Утвержденные прогнозные ресурсы имеются только на месторождении Аскольд – 9 т по категории P_1 [195]. После проведения ГДП-200 [214] Криничный рудный узел получил подтверждение своей перспективности, по авторским оценкам ресурсы узла составили 16,5 т (категория P_3). В его составе были выделены перспективные площади под постановку поисковых работ первой очереди и первоочередной выделена площадь уч. Абрек. В пределах Криничного узла эта площадь продолжается на акватории Японского моря, где имеется ряд морских золотоносных россыпей с суммарными прогнозными ресурсами (по категориям $P_1 + P_2 + P_3$) 4580 кг.

Находкинский золоторуднороссыпной узел (4.0.2. Au). Находится в центральной части площади минерагенической зоны, охватывающей полностью п-ов Трудный и район г. Находка.

В геологическом строении рудного узла принимают участие древние образования сергеевского массива протерозойского и кембрийского возрастов, на которые наложились вулканогенно-осадочные отложения позднепермского возраста. В позднемеловой этап тектоно-магматической активизации произошло внедрение крупных гранитоидных интрузий ольгинского комплекса. Тектоническая обстановка очень сложная, так как структурная перестройка мезозойского этапа сопровождалась интенсивной тектонической переработкой, выразившейся на площади узла формированием крупных разломов – Партизанского, Западно-Партизанского и Тигрового.

Основная эпоха золоторудной минерализации связана с метагабброидами сергеевского комплекса. Последующие этапы позднепермской и мезозойской активизации внесли коррективы в перераспределение золота, но они не несли коренной существенной перестройки в распространении рудной минерализации.

В пределах узла выделено одно месторождение Прогресс, которое частично отработано в 1970–1990-е годы. Вокруг месторождения сконцентрированы все основные рудопроявления (более 10) и пункты золотой минерализации, которые приурочены к рудоконтролирующим структурам Западно-Партизанского и Тигрового разломов, вытягиваясь вдоль них полосой северо-восточного направления. Эта полоса четко выделяется в геохимических полях аномалиями золота интенсивностью 0,01–1,0 г/т. Рудные тела месторождения Прогресс приурочены к минерализованным зонам смятия с пирит-арсенипиритовой минерализацией и относятся к золото-кварц-малосульфидной формации. Остаточные балансовые запасы месторождения по категориям $C_1 + C_2$ составляют 1,908 т, а рудного узла в целом оцениваются в 20 т по категории P_2 . Рудный узел относится к категории перспективных: поисковыми работами в северной части узла выделена первоочередная перспективная площадь, относящаяся к Гордеевскому рудному полю, прогнозные ресурсы которого, по авторским оценкам [214], составляют по категории P_3 10 т.

Находкинский узел имеет перспективное продолжение на акватории Японского моря, где прогнозные запасы прибрежных россыпей составляют в сумме 3841,7 кг.

Некоторые перспективы на золото в пределах Криничного и Находкинского узлов, и особенно на их морских продолжениях, могут быть связаны с мелким и тонким золотом (МТЗ) – т. е. частицы золота менее 0,1 мм. Золото в виде МТЗ пока не рассматривается в качестве полезного ископаемого, но считается перспективным видом минерального сырья. Специальными исследованиями [252] установлено широкое заражение донных осадков шельфа тонкодисперсным золотом с концентрациями до 0,5 г/т (бух. Руднева) [130].

По мелкому и тонкому золоту намечены некоторые закономерности пространственного размещения:

- приуроченность МТЗ к золотоносным минерагеническим зонам, являющимся прямым продолжением на шельфе золотоносных зон прибрежной суши;
- связь МТЗ с тонкозернистыми терригенными осадками;
- приуроченность этих осадков к отстойным литолого-фаціальным зонам шельфа;
- пространственная сопряженность МТЗ с участками повышенных содержаний шлихуемого полезного компонента.

Лазовский золоторудный узел (4.0.3. Au) расположен в северо-восточной части рудного района, в верховьях рек Лазовка и Партизанская и притоков последней – рек Сергеевка, Поворотная, Алексеевка.

Основу геологического строения узла составляют блоки докембрийского фундамента, представленного комплексами Сергеевского массива и перекрывающих их позднепермских вулканогенно-осадочных образований сицинской, чандалазской и ястребовской свит. Этот фундамент прорван многочисленными и довольно крупными гранитоидными массивами олигинского комплекса и частично перекрыт позднемеловыми эффузивами Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

Основу металлогенического потенциала узла составляют многочисленные рудопроявления и пункты минерализации золота, а также ряд рудопроявлений вольфрама.

Золоторудная минерализация связана, как и для всего района в целом, с эпохой становления метагабброидных комплексов Сергеевского массива. Наложенный этап меловой тектоно-магматической активизации принес небольшие изменения в формирование старых рудных полей и наложенную вольфрамовую минерализацию. Основные перспективы узла связаны с Пасечным рудным полем, к которому приурочены два близлежащих рудопоявления (Пасечное и Золотое) и одна почти полностью отработанная россыпь руч. Золотой. Рудопоявления относятся к разряду перспективных.

Кривореченский золоторуднороссыпной узел (4.0.4. Au) пространственно занимает всю площадь бассейна р. Кривая (левого притока р. Киевка), располагаясь на южном окончании Сергеевской зоны. Рудный узел охватывает южную часть Сергеевского массива и ареал распространения олистостромовых образований Кривинской зоны, рассекаясь посередине линией контакта между этими зонами, выраженной серией сдвигово-надвиговых дислокаций Кривинского разлома. Эти геологические образования прорываются гранитоидами раннемелового успенского комплекса, со своей комплексной олово-вольфрам-золоторудной минерализацией, наложившейся на древнюю, чисто золоторудную минерализацию метагабброидов Сергеевского массива.

В метагабброидах и древних гранит-мигматитовых куполах Сергеевского массива очень широко проявлена рассеянная золоторудная минерализация, выразившаяся в многочисленных проявлениях и пунктах минерализации, локализующихся преимущественно в линейных зонах вторичного диафтореза зеленосланцевой фации. Но более менее крупные проявления и месторождения приурочены к зонам экзоконтактовых изменений меловых гранитоидных массивов.

В рудном узле выделено одно месторождение – Порожистое, множество проявлений и пунктов минерализации золота и очень большое количество мелких (с ресурсами и запасами десятки килограммов) россыпей. На месторождение Порожистое получена лицензия, и оно подготавливается к проведению на нем ГРР. Его ресурсы составляют 15 т по категории P_2 . Общие прогнозные ресурсы россыпного золота по узлу в целом составляют: P_1 – 900 кг; P_2 – 700 кг.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Занимает всю восточную и северную части площади листа К-53. Характеризуется преимущественно халькофильным профилем минерализации, а основные эпохи рудогенеза приходятся на мезозойское время.

В целом для провинции характерна зональность в распределении основных минеральных ассоциаций, которая выделяется минерагеническим районированием и отражается как в латеральной, так и в возрастной последовательности смены главных рудогенных эпох. С запада на восток и в общем от древних эпох к молодым намечается смена вольфрамовой минерализации олово-вольфрамовой, потом оловянной, полиметаллической, серебро-полиметаллической и, наконец, золото-серебряной. В этой пос-

ледовательности в пределах провинции на территории листа К-53 выделяются следующие минерагенические зоны: Центральная золото-вольфрамоворудная, Лужкинская цинк-свинец-оловорудная, Снежная вольфрам-оловорудная, Таухинская олово-цинк-свинцоворудная и Восточно-Сихотэ-алинская (Прибрежная) золото-сереборудная. В западной части провинции выделяются Ариадненская титан-редкоземельно-редкометаллическая зона. В провинции выделяются следующие эпохи рудогенеза, которые в первую очередь напрямую связаны с проявлениями определенного магматического этапа:

– юрская – Ti, R, TR, W, Au;

– позднемеловая–раннепалеогеновая – Au, W, Sn, Pb-Zn, Cu, Mo, Au;

– палеоген-неогеновая – Au, Ag.

Основная эпоха рудообразования – меловая–раннепалеогеновая, которая разбивается на несколько этапов и с которой связаны все основные виды полезных ископаемых, в первую очередь металлических – олова, вольфрама, полиметаллов, золота и серебра.

Центральная титан-золото-вольфрамоворудная минерагеническая зона (5 W, Au/J-K)

Она занимает центральную часть Сихотэ-Алиня, протягиваясь полосой через все Приморье, через листы К-53, L-53 и выходя севернее на лист М-53.

Центральная МЗ пространственно расположена в пределах одноименной СФЗ, сложенной среднеюрскими–берриасскими турбидитами и олистодромами с многочисленными включениями и олистоплаками палеозойских офиолитов, известняков, базальтов и триасовых ленточных кремней. В раннем мелу в этой зоне были сформированы коллизионные гранитоиды татибинского комплекса позднеальбского возраста.

С гранитами татибинского комплекса ассоциируют месторождения вольфрама (с оловом) и золота. Вольфрамовая минерализация является основной и определяет металлогенический профиль зоны. Но рудоносные гранитоиды татибинского комплекса являются не решающим фактором контроля оруденения. Важное значение имеет наличие кальцийсодержащих пород (известняков, базальтоидов), характерных для средне-верхнеюрских отложений Центральной зоны, которые присутствуют в основном в виде олистолитов и олистоплак в турбидитовых комплексах.

В Центральной МЗ выделяется Бенеvской рудный узел с золото-вольфрамовой минерализацией.

Бенеvской золото-олово-вольфрамоворудный узел (5.0.1. W, Sn, Au) располагается в самой южной части Центральной зоны в пределах Сергеевской и Кривинской СФЗ; в бассейне р. Кривая и водораздельной части рек Партизанская и Киевка. Приурочен к восточной части Сергеевского массива, сложенного докембрийскими ортометаморфитами габбро-гранит-мигматитовой серии, которые прорваны гранитоидными массивами успешского комплекса позднеальбского возраста. Южный край узла приходится на зону контакта сергеевских габброидов с олистостромовыми образованиями кривинской серии, который представлен серией мощных надвиговых структур Кривинского разлома.

В Бенеvском узле хорошо выражены два основных фактора рудообразования, характерных для всей Центральной МЗ: это, в первую очередь, наличие рудовмещающих образований олистостромового генезиса кривинской серии, благоприятствующих рудообразованиям; во-вторых, — наличие рудоносных гранитов usпенского комплекса с присущим всему альбскому интрузивному циклу зоны олово-вольфрамовым оруденением. С другой стороны, в этом рудном узле наблюдается наложение двух эпох рудогенеза и соответственно двух разных минерагенических зон — Центральной и Сергеевской, каждой из которых присущ свой минерагенический профиль: Сергеевской — золотой, Центральной — вольфрамовый, что в данном случае стало причиной появления сложного золото-олово-вольфрамового оруденения.

В рудном узле выделено одно мелкое вольфрамовое месторождение (Бенеvское) и множество (более десятка) рудопроявлений — в первую очередь вольфрама, а также золото-вольфрамовых и олово-вольфрамовых. Утвержденных ресурсов на данный рудный узел нет. Перспективы очень неясные.

Лужкинская цинк-свинец-оловорудная минерагеническая зона (6 Sn, Pb, Zn/K)

Эта зона пространственно приурочена к территории листа L-53 и только южной своей частью захватывает северный край листа K-53. Главным фактором проявления оловорудной минерализации является интрузивный магматизм гранитовой (ольгинский комплекс) и монцонит-гранодиоритовой (улунгинский комплекс) формаций, с которыми связаны многочисленные оловорудные проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации. В восточной части зоны, где широко проявился лейкогранит-щелочно-гранитовый магматизм палеогенового якутинского комплекса и распространены субвулканические образования синанчинского (сеноман—турон), приморского (сантон—кампан) и богопольского (маастрихт—даний) комплексов, сосредоточены оловорудные месторождения касситерит-сульфидной формации, а также комплексные олово-полиметаллические и полиметаллические месторождения.

Ведущим рудоконтролирующим фактором является разрывная тектоника позднемелового—палеогенового этапа тектоно-магматической активности, связанной с образованием надсубдукционных магматических комплексов активной окраины (ВСАВП). Заложение основных субмеридиональных и северо-восточных разломов и оперяющих разрывных структур северо-западного и субширотного направлений контролировало размещение магматических образований и сопровождающих их рудоносных структур. Особенно перспективными для улавливания и концентрирования рудоотложения являются узлы пересечения главных северо-восточных разломов и их оперяющих разрывов.

Таухинская олово-цинк-свинцоворудная минерагеническая зона (7 Pb, Zn, Sn/K₂)

Находится в восточной части прибрежной полосы суши листа в пределах Дальнегорского и Ольгинского районов. Зона сложена микститовыми и

олистостромовыми образованиями берриас-валанжинского возраста, содержащими многочисленные глыбы и крупные олистоплаки кремней, известняков, песчаников и базальтов, а в тектонических блоках — кремнисто-терригенные отложения горбушинской серии триас-раннемелового времени. Их перекрывают и прорывают вулканиты ВСАВП и связанные с ними интрузивные образования ольгинского, дальнегорского и якутинского комплексов.

Главными видами полезных ископаемых являются полиметаллы, реже встречается марганцевая и железорудная минерализация.

Основная часть полиметаллических и олово-полиметаллических месторождений зоны контролируется блоками выходов раннемеловой олистостромы, содержащей глыбы известняков, среди прорывающих и перекрывающих их магматитов ВСАВП. Проявления марганца и железа приурочены к кремнистым и кремнисто-терригенным отложениям триасового и юрского времени, распространенных в блоках выходов горбушинской серии и крупных олистоплаках кремней в олистостромовых образованиях. Ведущими рудообразующими магматическими комплексами, с которыми связана борная и полиметаллическая минерализация, являются дальнегорский и якутинский, в меньшей степени ольгинский, приморский и богоспольский.

В пределах зоны выделено два рудных района — Дальнегорский и Ольгинский, последний находится на территории листа К-53.

Ольгинский железо-цинк-свинцоворудный район (7.1 Pb, Zn, Fe) расположен в южной части минерагенической Таухинской зоны, занимая весь бассейн р. Арзамазовка и нижнего течения р. Аввакумовка. Располагается в пределах Щербаковской подзоны Прибрежной СФЗ, почти полностью перекрытой в этом месте магматитами ВСАВП.

Характеризуется, как и вся Таухинская зона, двухэтажным строением. Нижний этаж, фундамент, выходит в небольших эрозионных окнах среди вулканитов пояса и представлен блоками известняково-кремнисто-терригенных отложений зародковской серии (поздний девон—поздняя пермь), горбушинской серии кремней и кремнисто-глинистых пород (ранний триас—мел) и терригенных олистостромовых отложений таухинской свиты нижнего мела. Верхний этаж представлен серией мелких вулканических кальдер, характеризующихся широким развитием экструзивных фаций, объединенных в крупную кольцевую Маргаритовскую вулканоструктуру. Эта вулканоструктура, в центре выполненная крупным гранитным массивом ольгинского комплекса (кампан), имеет длительную историю развития — от альба до палеогена и ограничена системой кольцевых разломов.

Развитое в районе полиметаллическое, оловянное, олово-вольфрамовое, марганцевое и железное оруденение относится к скарновому и жильному типам. Профилирующими являются полиметаллические, сульфидные и гранат-магнетитовые проявления скарнового типа. Двухэтажное геологическое строение района является главной причиной рудообразования, так как наличие карбонатных пород в образованиях фундамента — это непременное условие для образования скарнов (стратиграфический фактор), а внедрение рудогенерирующих и, очевидно, рудоносных магматических образований верхнего этажа в эти вмещающие известковистые породы — второе непременное условие (магматический фактор). Основные этапы

рудообразования связаны с внедрением массивов ольгинского комплекса (гранитовая формация), экструзий приморского и богопольского комплексов (риолитовая и дацит-трахириолитовая формация) и синанчинского комплекса (андезитовая формация), т. е. возраст оруденения — от сеномана до дания. Большую роль контроля оруденения играют кольцевые разломы Маргаритовской вулканоструктуры, которые контролируют не только формирование самой кальдеры, но и размещение рудопроявлений и месторождений, территориально строго привязанных к этим зонам разломов.

Район объединяет большое количество мелких рудопроявлений олова, вольфрама, полиметаллов, железа, марганца, два малых, полиметаллических месторождения (Бородинское и Скалистое) и два малых железорудных месторождения (Белогорское и Магнитное или Першинское) с запасами в 49,6 тыс. т Fe. Прогнозные ресурсы по району составляют: по свинцу 100 тыс. т категории P₃, по цинку 150 тыс. т категории P₃ и по серебру 1000 т категории P₂. Почти все рудопроявления района и месторождения объединены в Аввакумовский олово-медно-цинково-свинцово-рудный узел, основные закономерности размещения полезных ископаемых не отличаются от описанных в районе. Основные перспективы района и узла связаны с проведением поисковых работ на олово-полиметаллическое оруденение в северной части, в районе месторождений Бородинское и Белогорское.

Снежная вольфрам-оловорудная минерагеническая зона (8 Sn, W/K)

Находится в южной части Сихотэ-Алиня, в пределах территорий Ольгинского и Лазовского административных районов и занимает южную оконечность Восточной, Прибрежной СФЗ и вулканического пояса (ВСАВП).

В геологическом строении зоны участвуют разновозрастные и разноформационные, преимущественно терригенные складчатые комплексы основания (фундамента), допозднемелового возраста и наложенные тектоно-магматические структуры ВСАВП. С запада зона ограничивается Центральным разломом, с юго-востока береговой полосой, на севере контактирует с Лужкинской, а на северо-востоке с Таухинской минерагеническими зонами. Строение фундамента сложное, объясняется схождением здесь, на юге Сихотэ-Алиня, нескольких СФЗ и подзон, в которых складчатые структуры с изоклиальной складчатостью, обладающие обратной вергентностью, с преобладающим падением на северо-запад, разбиты северо-восточными разломами на узкие клиновидные зоны, которые в свою очередь смещаются системами поперечных северо-западных сдвига-сбросов. Последние ответственны за размещение вулкано-тектонических структур, проникающих по этим северо-западным зонам в структуры фундамента далеко на запад, через всю зону, до Центрального разлома. Эти же северо-западные тектонические нарушения являются рудоконтролирующими. Вся система разрывных нарушений четко контролирует выходы блоков фундамента, в которых, как и в соседней Таухинской зоне, сосредоточены все основные месторождения и проявления. В роли рудоконтролирующих фак-

торов выступают магматические комплексы ВСАВП, принадлежащие к разным интрузивным и вулканическим формациям и контролирующие несколько этапов рудогенеза, возрастной диапазон которых от сеномана до дания.

Зона характеризуется олово-вольфрам-полиметаллической минерализацией, с концентрацией всех месторождений и почти всех проявлений в двух рудных узлах — Облачном и Щербакском, объединенных в Фурмановский рудный район. Еще два независимых рудных узла расположены на юге зоны — это Киевский и Глазковский.

По Облачному рудному узлу проведены поисковые работы с геохимическим и штупным опробованием (уч. Победа). По данным опробования выявлено два крупных геохимических ореола олова и два десятка мелких, которые сопровождаются контрастными аномалиями свинца, цинка и других элементов. Прогнозные ресурсы олова по уч. Победа подсчитаны по категории P_3 в количестве 35 тыс. т.

Фурмановский цинк-свинец-вольфрам-оловорудный район (8.1 Sn, W, Pb, Zn) занимает всю центральную и северную части минерагенической зоны, охватывая верховья бассейнов рек Уссури, Киевка, Милоградовка и Маргаритовка.

В геологическом строении наблюдается четко выраженная двухэтажность. Нижний этаж, или фундамент, представляет собой коллаж структур Прибрежной и Восточной СФЗ, состоящих из разнообразных и разновозрастных (от поздней перми до раннего мела) терригенных и кремнисто-терригенных формаций, с преобладанием флишоидных и олистостромовых образований. Эти отложения сильно дислоцированы — смяты в узкие, клиновидные, изоклиналильные и, часто запрокинутые, складки северо-восточного направления. Верхний этаж — это наложенные структуры ВСАВП, представленные покровными, экструзивными и жерловыми фациями вулканитов сеноман-датского возраста и небольшими интрузивными массивами турон-кампанского возраста.

Оруденение района характеризуется сложным типом минерализации с преобладанием комплексных месторождений. Помимо оловянных и олово-вольфрамовых, широко распространены полиметаллически-оловянные, с высоким серебром и попутным кадмием и железом (магнетит). Наблюдается некоторая зональность в размещении минерализации, в целом подтверждающая общую направленность смены вольфрамовой на оловорудную и полиметаллическую, с запада на восток. В западной части района минерализация олово-вольфрамового типа касситерит-вольфрамит-сульфидной формации, а в восточной олово-полиметаллического и оловянного типа, со сменой формаций с запада на восток с касситерит-силикатной на касситерит-сульфидную.

Все месторождения имеют четко выраженный тектонический контроль оруденения — северо-западными сдвиговыми зонами (например, месторождение Рудное находится в зоне влияния Фурмановского разлома), а рудные тела приурочены к крутопадающим зонам дробления, которые иногда выполняются жильными и жильно-прожилковыми зонами. Минерализация, особенно полифациальная, отличается многостадийностью. Наиболее ранние этапы, связанные со становлением мелких интрузий и дайко-

вых комплексов турон-кампанского возраста (монцитит-гранодиоритовая, риолитовая и гранитовая формации), отвечают за формирование оловянных и олово-вольфрамовых рудопроявлений, а с более поздними этапами — маастрихт-датского возраста (гранит-гранодиоритовая, дацит-трахириолитовая и лейкогранитовая формации) — связано серебро-полиметаллическое оруденение. Рудовмещающими отложениями являются терригенные алеврово-песчаные, кремнисто-алевролитовые отложения триаса, юры и раннего мела, а также вулканогенно-осадочные отложения альб-сеноманского и сенома-туронского возрастов. Прямых связей с интрузивными и вулканическими комплексами нет, но все рудные поля маркируются дайковыми комплексами турон-кампанского и маастрихт-датского возрастов.

В рудном районе выделено восемь месторождений, два, крайних с запада, — вольфрамового и олово-вольфрамового (Рудное и Юбилейное) типов, четыре олово-полиметаллического (Лучистое, Нижнее, Магистральное и Лиственное) типа и два полиметаллических, с высоким серебром (Щербаковское, Фасольное). В северо-западной части района выделен Облачный свинец-оловорудный узел, который объединяет одно среднее олово-полиметаллическое месторождение Нижнее, перспективное рудопроявление Победа, а также серию шлиховых и литохимических ореолов олова и полиметаллов. В западной части района выделен Щербаковский свинец-оловорудный узел, который объединяет два средних полиметаллических, с серебром, месторождений (Щербаковское и Фасольное), одно малое олово-полиметаллическое месторождение Лиственное и ряд перспективных рудопроявлений.

На рудопроявлении Победа, после проведения полевых работ (литохимическое и штупное опробование, поисковые маршруты) выявлены два крупных первичных ореола олова и полтора десятка мелких, которые сопровождаются ореолами свинца, цинка, серебра и меди. Прогнозные ресурсы олова по категории P_3 оценены в 35 тыс. т.

Прогнозные ресурсы по району оцениваются в следующих цифрах: свинец по категории P_1 — 134 тыс. т, P_2 — 80 тыс. т, цинк по категории P_1 — 104 тыс. т, серебро по категории P_2 — 1400 т, олово по категории P_3 — 65 тыс. т и WO_3 по категории P_3 — 10 тыс. т.

Наиболее перспективными объектами являются Облачный рудный узел с рудопроявлением Победа и Щербаковский рудный узел с недоизученными флангами месторождения Фасольное и рядом перспективных рудопроявлений (Срединное, Горбатое).

Киевский вольфрам-оловорудный узел (8.0.1 Sn, W) расположен в южной части Снежной минерагенической зоны, в районе пос. Киевка и Преображение. С запада ограничен зоной Центрального разлома и приурочен к южному окончанию Дальнегорской подзоны Прибрежной СФЗ. Сложен складчатыми олистостромовыми образованиями позднеюрской киевской толщи, которая перекрывается вулканитами ВСАВП и прорывается многочисленными экструзиями, дайками риолитов маастрихт-датского комплекса и интрузиями позднеальбского успешского и кампанского ольгинского комплексов.

Вся основная минерализация четко контролируется зоной Центрального разлома и связана с гранитоидами успешского и ольгинского комп-

лексов. На площади узла выделено одно вольфрамовое и четыре оловянных рудопоявления, а также шлиховые ореолы касситерита.

Почти вся территория рудного узла входит в зону Лазовского заповедника, поэтому перспективы и ресурсы его не оценены.

Глазковский вольфрамоворудный узел потенциальный (8.0.2 W) находится в юго-восточной части рудного района, в бассейне р. Осиновая (поселки Глазковка, Валентин), в площади развития складчатых допозднемоловых структур Щербаковской подзоны Прибрежной СФЗ, которые перекрыты вулканитами ВСАВП и прорваны интрузиями Валентиновского массива (ольгинский комплекс).

Узел охарактеризован одноименным вольфрамовым проявлением, рядом мелких медных проявлений и шлиховыми ореолами касситерита.

Единственное перспективное рудопоявление вольфрама – Глазковское – контролируется широтными зонами разломов и генетически связано с дайковым комплексом дацит-риолитового состава маастрихт-датского возраста. Прогнозные ресурсы на этом проявлении, по авторским оценкам, составляют по категории P_2 10 тыс. т WO_3 . Объект заслуживает постановки поисковых работ.

Восточно-Сихотэалинская (Прибрежная) золото-сереборудная минерагеническая зона (9 Ag, Au/ K_1 - P_1)

Занимает восточную прибрежную часть территории листа К-53, протягиваясь полосой северо-восточного направления на территорию листа L-53, целиком захватывая структуру Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса (ВСАВП).

Геологическое строение характеризуется практически полным преобладанием вулканоплутонических структур ВСАВП (поздний альб–палеоген) и лишь в небольших эрозионных окнах, в структурах горстовых поднятий выходят складчатые образования нижнемелового фундамента, которые очень сильно тектонизированы, разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Покровные вулканиты пояса имеют слабо выраженные пликативные дислокации в виде брахиформных мультимасштабных складок, но, как и их экструзивные фации, контролируются системами северо-западных разрывов, которые способствовали формированию вулкано-структур и играли роль рудолокализирующих факторов. Контролирующие эти северо-западные тектонические структуры, крупные разломы северо-восточного и субмеридионального направлений (зоны Восточного, Фурмановского и других разломов) играли роль рудоконтролирующих факторов. Главными рудоконтролирующими и рудоформирующими факторами являются магматизм Восточно-Сихотэалинского пояса и его структурно-тектонические преобразования.

Минерализация зоны имеет золото-серебряную и золото-серебро-полиметаллическую специализацию. Каждый из этих типов рудообразования отличается возрастом (этапом) рудоотложения и приуроченностью к определенным рудовмещающим и рудоконтролирующим структурам. Золото-серебро-полиметаллическое оруденение локализуется, преимущественно,

в складчатых, терригенных нижнемеловых образованиях фундамента и связано с сантон-кампанским этапом формирования гранитовой и риолитовой формаций. Рудолокализирующими являются зоны дробления и брекчирования субмеридионального и северо-западного простирания и узлы их пересечения. Золоторудные объекты, объединяемые в рудные узлы, приурочены к областям устойчивых отрицательных аномалий силы тяжести и положительных магнитных аномалий.

Золото-серебряное оруденение относится к близповерхностному, низкотемпературному эпitherмальному типу и приурочено к заключительному этапу формирования вулканоструктур пояса. Рудные тела жильного и жильно-прожилкового типа локализуются, преимущественно, в вулканитах поздне-меловых структур пояса и связанных с дацит-трахидацит-трахириолитовыми формациями маастрихт-датских и палеогеновых вулканических комплексов. Они контролируются системой поперечных северо-западных и кольцевых разломов, ответственных за формирование и размещение вулканоструктур кальдерного типа, характерных для маастрихт-палеогенового этапа заключительной фазы активности магматизма, а, возможно, и начала неотектонического рифтогенного этапа развития структур Сихотэ-Алиня.

Благороднометалльная минерализация распространена по всей зоне. На территории листа К-53 выделен Минеральный рудный район.

В пределах листа имеется одно малое месторождение Союзное (I-5-48) и три проявления (Горноводное (I-5-25), Васильковское (I-5-43) и Верхне-полозовое (II-4-32).

Месторождение Союзное (I-5-48) расположено на левобережье верховьев р. Милоградовка, в 35 км северо-восточнее пос. Лазо. Месторождение локализовано на северном фланге Верхне-Милоградовской вулканоструктуры, рудные тела приурочены к кальдерным ее разломам. Главная жильная зона прослежена на 2100 м и представляет собой серию сближенных кварцевых жил общей площадью 0,7–21,0 м. Максимальное содержание золота – 1,78 г/т и серебра – 293,5 г/т на мощность 6 м. Прогнозные ресурсы оцениваются в 1000 т серебра (P₁).

Минеральный цинк-свинец-золоторудный район (9.1 Au, Pb, Zn) находится в южной части Восточно-Сихотэалинской минерагенической зоны, в окончании вулканического пояса, занимая территорию бассейнов рек Милоградовка, Маргаритовка и Черная.

В геологическом строении района принимают участие породы фундамента (Прибрежная СФЗ), представленные складчатыми образованиями позднепермского–раннемелового возраста, которые «нарезаны» северо-восточными разломами на ряд клиновидных блоков. Они перекрываются и прорываются вулканическими и интрузивными комплексами ВСАВП, которые здесь, в южном окончании пояса, образуют отдельные вулканотектонические и интрузивно-купольные структуры, приуроченные к субширотным, поперечным тектоническим зонам, с самой крупной из которых – Южно-Приморской группой разломов – связано все основное золото-серебряное оруденение. Магматический фактор в данном районе, также имеет четкую возрастную привязку – все выявленные рудопроявления и месторождение (Союзное) связаны с экструзивными телами маастрихт-датского богопольского комплекса.

Все известные рудопроявления объединены в два рудных узла — Горноводный и Милоградский цинк-свинец-золоторудные. В Горноводном узле выделены два рудопроявления золото-серебряного типа и шлиховые ореолы золота. В Милоградском узле выделены одно малое серебро-золоторудное месторождение — Союзное и одно перспективное рудопроявление — Милоградское. Эти два объекта имеют четкую приуроченность к субширотной Южно-Приморской группе разломов, выявленные рудные тела в них представлены жильными и жильно-прожилковыми зонами и приурочены к кальдерным разломам Верхнее-Милоградской (месторождение Союзное) и Маргаритовской (рудопроявление Милоградское) вулканоструктурам, с заключительной фазой их становления в богопольское время.

При проведении работ по ГК-1000/3, на рудопроявлении Милоградское была произведена переоценка прогнозных ресурсов. На рудопроявлении выделено 13 жильно-прожилковых зон и жил мощностью 0,1–3,3 м, с содержаниями золота — 0,1–16 г/т, серебра — 10–2060 г/т. Прогнозируется среднее месторождение золота, по которому прогнозные ресурсы подсчитаны по аналогии с эталонным объектом — месторождением Салют: принятые в подсчете ресурсов параметры — средняя мощность рудных тел — 2 м, вертикальный размах оруденения — 600 м, средние содержания золота — 1,75 г/т, серебра — 242 г/т. При площади объекта 12,7 км², удельной продуктивности золота — 2,7 г/м² и серебра — 270 г/м² и коэффициенте подобия 0,6, прогнозные ресурсы по категории P₂ (табл. 11), подсчитанные методом прямого расчета по формуле:

$$Q = L \times h \times m \times c \times d \times k,$$

Таблица 11

Прогнозные ресурсы золото-серебряных рудных зон

Рудоносные структуры	Рудоносные зоны	Мощность рудной зоны, (m) м	Протяженность рудной зоны, (L) м	Глубина оруденения, (h), м	Объемный вес руды (d), т/м ³	Объем рудного тела, т	Содержание (с) Au, г/т	Содержание Ag, г/т	Коэффициент достоверности	Прогнозные ресурсы P ₂	
										Au, т	Ag, т
Западная	Ось	4,1	800	300	2,7	2 656 800	0,5	27,0	0,5	0,7	35,8
	Западная	2,9	1000			2 347 000	2,2	252,1		2,5	296,0
Центральная	Пустая—Сюрприз	2,1	1000			1 701 000	10,5	518,0		8,9	440,0
	Карлик	5,6	650			2 948 400	3,8	243,5		5,6	358,9
	Южная	5,0	700			2 835 000	0,5	596,6		0,7	845,6
Итого							2,8	315,6		18,4	1976,3

где L — протяженность рудной зоны; m — мощность рудной зоны; h — глубина оруденения; c — содержание полезного компонента; d — объемный вес руды; k — коэффициент достоверности, составят: Au — 18,4 т, Ag — 1976,3 т.

Сводные оценки прогнозных ресурсов по категории P_2 составят 19 т золота и 1900 т серебра.

Прогнозные ресурсы рудного района составляют по золоту 19 т категории P_2 , по серебру 1000 т категории P_1 и 3300 т категории P_2 . Основные прогнозные ресурсы приходятся на Милоградский рудный узел, прогнозные ресурсы которого составляют по категории P_1 : серебра 1000 т (месторождение Союзное), по категории P_2 (авторские оценки): серебра 1900 т, золота 19 т (рудопроявление Милоградское). Основные перспективы связаны с проведением поисковых работ на рудопроявлении Милоградское.

Ариадненская титан-редкоземельно-цирконий-ниобиевая минерагеническая зона (10 Nb, Zr, TR, Ti/J)

Находится в самом центре листа L-53, располагаясь полосой северо-восточного направления по Центральной СФЗ и своим южным краем охватывая часть площади листа K-53.

В центральной и северной частях зоны ее ограничениями служат Арсеньевский и Центральный разломы, и здесь она четко приурочена к ареалу распространения интрузий сиенит-габбро-пироксенитовой формации позднеюрского кокшаровского комплекса, которые интродуцируют средне-позднеюрские олистостромовые и кремнисто-терригенные отложения. В южной части зоны ситуация с привязкой рудогенеза к конкретным магматическим комплексам не такая ясная, но редкометалльное оруденение также приурочено к дайкам и мелким интрузиям щелочных габбро-сиенитовых пород, превращенных в нефелиновые полевошпатовые метасоматиты, которые прорывают палеозойские граниты шмаковского комплекса.

Титан-редкометалльная минерализация рассеяна по всей площади зоны, так же как и генетически с ней связанные мелкие интрузии субщелочных базитов. Размещение рудоносных интрузий контролируется разломами северо-восточного и субмеридионального направления и вдоль этих же разломных систем локализуется все оруденение, которое представлено первичными ильменитовыми рудами и вторичными щелочными метасоматитами с титан-тантал-ниобиевой минерализацией. Интрузии четко фиксируются положительными линейными аномалиями магнитного поля и положительными гравитационными аномалиями, но, ввиду малых размеров интрузивных тел, просматриваются только на детальном картах.

На территории листа K-53 выявлено крупное месторождение тантало-ниобатов Поперечное. Прогнозные ресурсы Поперечного месторождения по категории P_2 — 8 тыс. т Ta_2O_5 и 245 тыс. т Nb_2O_5 . К северу от Поперечного месторождения выделена Поперечная площадь с прогнозными ресурсами категории P_3 в количестве 8 тыс. т Ta_2O_5 и 200 тыс. т Nb_2O_5 . В районе Поперечного месторождения выявлен еще ряд проявлений, которые все вместе объединяются в Поперечную перспективную площадь.

Ресурсы минерагенической зоны оцениваются: по Ta_2O_5 категории P_2 — 8 тыс. т, категории P_3 — 5 тыс. т, по Nb_2O_5 категории P_2 — 1582 тыс. т, категории P_3 200 тыс. т, по ZrO_2 категории P_2 — 4050 тыс. т.

Перспективы наращивания ресурсной базы танталониобатов связаны с проведением поисковых работ в пределах Поперечной перспективной площади.

ЯПОНОМОРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

(выделена условно)

Занимает практически всю акваторию Японского моря в пределах листа К-(52), 53, за исключением мелководной зоны шельфа. Характеризуется специфическими морскими условиями рудообразования, связанными в первую очередь с особенностями гидродинамического режима и осадконакопления в водной среде. Эти условия предопределили довольно однообразный состав полезных ископаемых, ограничивающийся железомарганцевыми образованиями (ЖМО) и фосфоритами. И те, и другие формируются на поверхности морского дна на выходах коренных пород склонов подводных поднятий и континентального склона в виде корок, конкреций и стяжений, часто ассоциируют друг с другом.

В поздне меловую—палеогеновую эпоху была образована впадина Японского моря, сформированы главные структуры его дна: структурные впадины глубоководного ложа и вулканотектонические структуры главных поднятий. Структурные впадины глубоководного ложа Японского моря при значительных мощностях осадков являются потенциально перспективными на углеводородное сырье. С подводными поднятиями связано накопление железомарганцевых образований и фосфоритов, которое началось, по видимому, с момента образования поднятий и континентального склона и продолжается по настоящее время.

Генезис ЖМО и фосфоритов Японского моря, учитывая сходство условий образования, по видимому аналогичен генезису ЖМО подводных гор Тихого и других океанов. Особенности формирования океанических ЖМО подробно описаны в литературе [1, 23, 50, 86], согласно которой накопление рудного вещества железомарганцевых конкреций и корок начинается сразу после формирования склонов подводных возвышенностей и продолжается все время их существования.

В пределах Япономорской минерагенической провинции выделены три рудных узла, перспективных на ЖМО, и один узел, перспективный на фосфориты.

Потенциальный рудный узел железомарганцевых образований поднятия Первенца (0.0.21 Fe, Mn) расположен в районе возвышенности Первенца. Прогнозные ресурсы железа по категории P_2 — 6 млн т.

Потенциальный рудный узел железомарганцевых образований поднятия Тарасова (0.0.22 Fe, Mn) расположен в районе возвышенности Тарасова. Прогнозные ресурсы железа по категории P_2 — 7,5 млн т.

Потенциальный рудный узел железомарганцевых образований поднятия Беляевское (0.0.23 Fe, Mn) расположен в районе возвышенности Беля-

евского (Безымянной). Прогнозные ресурсы железа по категории P_2 – 7,5 млн т [201].

Этот вид сырья в пределах акватории Японского моря изучен очень слабо и требует дальнейших исследований.

Другим видом сырья, заслуживающим внимание в пределах акватории Японского моря, являются фосфориты. Фосфориты образуются в виде желваков и корок примерно в тех же подводных условиях, что и железо-марганцевые корки, и часто с ними ассоциируют. Фосфориты обнаружены в Японском море в трех районах: на возвышенности Ямато и в двух точках на континентальном склоне.

Перспективным является участок Северное Ямато. Здесь выделяется потенциальный фосфоритоносный рудный узел поднятия Ямато (0.0.24 Ф), площадью приблизительно 700 км², спорадически покрытой желваками и корками фосфоритов. Прогнозные ресурсы P_2O_5 составляют 29,4 млн т [201].

УГЛЕНОСНОСТЬ

Практически значимая угленосность в Приморье приурочена к мезозойским и кайнозойским отложениям. По качеству угли подразделяются на каменные и бурые. Степень углефикации уменьшается от триасовых к неогеновым. Каменные угли триаса составляют примерно 9 % топливных ресурсов Приморья, каменные угли мелового возраста – 23 %, палеоген-неогеновые бурые угли – 68 %. В пределах листа выделены три каменноугольных бассейна (Южно-Приморский, Раздольненский и Партизанский) и ряд угленосных узлов малых кайнозойских и раннемеловых впадин.

Южно-Приморский каменноугольный бассейн (11 УК/Т₃)

Расположен на юге и юго-западе Приморского края и представляет собой нижнюю часть разреза мезозойских отложений крупного прогиба, заложившегося на южной активизированной окраине Ханкайского массива.

Все триасовые образования залегают несогласно на верхнепалеозойском складчатом основании и более древних породах. Угленосные верхнетриасовые отложения интенсивно дислоцированы в линейные складки с углами падения до 70° и более пологие брахиформные, меняющие направления простирания от северо-восточного до северо-западного и разбитые многочисленными тектоническими нарушениями различных направлений. Как угленосность триасового возраста, так и тектоника угленосных площадей изучена очень слабо. Магматических образований, прорывающих или усложняющих общую структуру триасовых угленосных отложений, не установлено. На территории бассейна выделяются три угленосных узла: Перевозненский, Адамовский и Монгугайский.

Возраст угленосных отложений, которые фиксируются на двух возрастных уровнях, датируется карнийским и норийским веками. Разрез этих отложений характеризуется переслаиванием морских, прибрежно-морских и континентальных фаций, формирование которых обусловлено частым перемещением береговой линии верхнетриасового моря в обоих направлениях.

По марочному составу угли относятся к тощим (Т), паровично-жирным (ПЖ), газовым (Г), отощенно-спекающимся (ОС, ПС), коксующимся (К). Макроскопически уголь представляет собой разновидность высокой степени метаморфизма: имеет черный с серебристо-сероватым оттенком цвет, яркий металлический блеск, обильную трещиноватость различной ориентировки, из-за чего весьма хрупок.

Прогнозные ресурсы углей триасового возраста составляют 630 млн т угля, в том числе 7 млн т категории P_1 , 63 млн т категории P_2 и 560 млн т категории P_3 .

Раздольненский каменноугольный бассейн (12 УК/К₁)

Расположен в западной и юго-западной частях Приморского края в пределах одноименной впадины, которая является крупной структурой, наложенной на консолидированные образования Ханкайского массива. Это одна из наиболее длительно развивающихся наложенных структур, где на нижнемезозойские отложения, а также на подстилающие их образования, унаследованно наложен верхнемезозойский, а затем палеоген-неогеновый породные комплексы. Относительно простые пликативные структуры бассейна достаточно интенсивно дислоцированы разрывными нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов. На площади бассейна широко распространены магматические образования, представленные комплексами интрузивных и эффузивных пород различного возраста. Позднемеловой интрузивный магматизм зафиксирован в виде небольших по размерам некков, силлов, даек андезитов и андезитовых порфиритов, прорывающих угленосные отложения нижнего мела. Магматические тела ассимилируют либо метаморфизуют угольные пласты. Некки, как правило, деформируют угленосную структуру, образуют дополнительную складчатость, увеличивают количество разрывных нарушений малых амплитуд. Плиоценовые базальты и андезибазальты перекрывают угленосные отложения, усложняя таким образом их изучение и условия добычи угля. Непосредственного влияния базальтов на угольные пласты и качество угля не установлено.

Единый нижнемеловой каменноугольный бассейн в постседиментационный период претерпел тектонические горизонтальные и вертикальные преобразования, в результате которых образовались самостоятельные крупные структуры, разделенные выходами домеловых пород: Занадворовский угленосный узел, Пуциловская структура, Липовецко-Фадеевская структура.

Липовецко-Фадеевская структура занимает северную и северо-западную части бассейна. Здесь нижнемеловая угленосная формация залегает непосредственно на размытой поверхности палеозойского фундамента. В пределах структуры расположен Константиновский угленосный узел.

Пуциловская структура находится в центральной части бассейна и является крупной брахиформной синклинальной складкой. В восточном борту находится отработанный Уссурийский, в западном — Алексее-Никольский угленосные узлы. Пуциловский угленосный узел выделен в центре одноименной структуры, где при нефтепоисковых и гидрогеологических изыс-

каниях отдельными скважинами вскрыты пласты каменного угля на больших глубинах.

Занадворовский угленосный узел находится в южной части Раздольненского бассейна. Он представляет собой мозаично построенный тектонический блок, в пределах которого отмечается чередование узких выходов палеозойских и раннемезозойских пород с отложениями угленосной формации, в которых вскрыты пласты каменного угля.

Промышленная угленосность Раздольненского бассейна связана с отложениями нижнемеловой угленосной формации никанской серии. Литологический состав отложений довольно выдержан; по-видимому, доминирующее осадконакопление происходило в сравнительно спокойных озерных и озерно-аллювиальных условиях, благодаря прогибаниям обширных территорий, залегание пород близгоризонтальное, углы падения слоев до 20° , в прибортовых частях и близ разломов до 30° .

Угли всех пластов бассейна гумусовые и липтобиолитовые (рабдописситовые). Содержание углей класса липтобиолитов составляет около 40 %, иногда в отдельных пластах до 75 %. Эти угли представляют интерес для химической переработки. Угли высокозольные, длиннопламенные, труднообогатимые с легко разделяющимися гумусовыми и рабдописситовыми прослоями.

Перспективы бассейна связаны с поисками запасов угля, пригодных к открытой отработке. Такие площади могут быть выявлены на флангах уже разведанных месторождений в местах известных и предполагаемых выходов угольных пластов под кайнозойские отложения. Наиболее экономически оправданным представляется комплексное освоение месторождений бассейна с использованием гумусовых углей в качестве энергетического топлива, а рабдописсито-гумусовых и рабдописситовых как химико-технологического сырья.

Прогнозные ресурсы углей Раздольненского бассейна составляют 654 млн т, в том числе 256 млн т категории P_1 , 333 млн т категории P_2 и 65 млн т категории P_3 .

Партизанский каменноугольный бассейн (13 УК/К₁)

Протягивается с юго-запада от побережья Японского моря на северо-восток до верховьев р. Большая Уссурка и представляет собой впадину, наложенную на более древние разнородные структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы. Отложения, слагающие впадину, собраны в ряд брахиформных синклиналильных и антиклинальных складок. Складки ориентированы в северо-восточном направлении и имеют протяженность до 60 км, ширина их изменяется от 0,5 до 20–30 км. Углы падения крыльев складок самые разнообразные, от пологих (10 – 15°) до крутых (75 – 85°). Пликативные структуры разбиты многочисленными продольными, поперечными, реже диагональными разрывами на отдельные блоки различных размеров. На площади бассейна широко развиты магматические образования. Наибольшее значение имеет сучанский раннемеловой комплекс, в который выделены вулканиты, локализованные в отложениях угленосной

толщи. Субвулканические образования комплекса представлены межпластовыми телами и дайками риолитов, дацитов, андезитов и базальтов. Уголь на контакте с магматическими телами отощается, увеличивается его зольность, иногда наблюдается выжигание угольной массы и ассимиляция ее эффузивами. В отдельных случаях уголь превращается в полуантрацит или естественный кокс. Закономерности распространения типов углей, зависящие от степени метаморфизма и влияния магматических пород в том числе, показаны ниже при описании качества углей бассейна.

Вся территория бассейна с учетом степени изученности, освоения и особенностей геологического строения разделена на угленосные площади.

Заполняющие Партизанскую впадину отложения готерив-альбского возраста слагают угленосную сучанскую серию и согласно перекрываются безугольной туфогенной коркинской серией альб-сеноманского возраста. Кроме того, к концу верхнего мела (турон—кампан) в прогибах завершающей стадии орогенного развития также имело место накопление угленосной формации. Эти отложения, слагающие достоевскую свиту, известны в северной части Партизанской впадины (Арсеньевский угленосный узел).

Угли пластов Партизанского бассейна каменные, черного цвета, от жирно-матового до металлического блеска, имеют занозистый, реже раковистый излом. Структура углей полосчатая, тонкополосчатая, линзовидная, штриховатая. С повышением углефикации четкость структур постепенно ослабевает, повышается крепость углей. По степени метаморфизма в региональном плане угли газовые, в верхах разреза сучанской серии переходные от длиннопламенных к газовым. Из-за теплового влияния внедрившихся магматических тел на контактах и вблизи их интенсивность метаморфизма углей усиливается, поэтому марочный состав достаточно разнообразен (Г, Ж, К, Т, А). Анализ распространения углей различных марок по площади показывает следующее. Газовые угли распространены на большей части площади бассейна. Ими сложены в основном все пласты северосучанской свиты. Для них характерны следующие показатели качества: выход летучих веществ на горючую массу — 29,2—40 %, среднее содержание золы — 17,2—47,6 %, толщина пластического слоя — 0—10 мм. Коксующиеся и жирные угли установлены на юго-западе, где развиты угленосные отложения старосучанской свиты. Угли характеризуются выходом летучих веществ на горючую массу 17,5—29,6 %, содержанием золы 14—42,2 %, толщиной пластического слоя 6—14 мм. Тощие угли широко распространены в юго-западной части Старо-Партизанского и в юго-восточной части Мельниковского угленосных узлов. Они характерны для пластов старосучанской свиты. Выход летучих веществ на горючую массу угля для них 11—12 %, но в приконтактных зонах с силлами дацитов угли переходят в более метаморфизованные с выходом летучих веществ до 2—3 % и зольностью 12,3—32,6 %.

Антрациты и полуантрациты установлены преимущественно в юго-западной части Старо-Партизанского угленосного узла в пластах старосучанской свиты. Они имеют выход летучих веществ на горючую массу 2—10 % и зольность 18—23 %.

Перспективы бассейна связаны с северо-восточными узлами — Сергеевский, Молчановский, Верхне-Партизанский, где осуществляется опыт-

но-промышленная отработка запасов в небольших объемах уклонными полями. Кроме того, на площади бассейна на контактах угольных пластов с магматическими телами фиксируются в составе старосучанской свиты пласты антрацитов и полуантрацитов небольшой мощности. При более тщательном их изучении возможно обнаружение промышленных участков.

Прогнозные ресурсы углей Партизанского бассейна составили 1063 млн т, в т. ч. 193 млн т категории P_1 , 273 млн т категории P_2 и 598 млн т категории P_3 .

Подгородненский и Суражевский угленосные узлы

Расположены на северо-западе п-ова Муравьева-Амурского и представляют собой грабен клиновидной формы, на юго-западе которого расположена Подгородненская синклиналь, а на северо-востоке – Суражевская. Структуры, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями, имеют северо-восточное простирание, осложнены более мелкими складками и разбиты сбросами и взбросами северо-восточного и субмеридионального простирания. Магматических образований на площади не установлено.

Угленосность приурочена к готерив-альбским отложениям северосучанской свиты, в которых вскрыто до 37 пластов и пропластков каменных углей, пять из которых мощностью 0,7–3,2 м на разных участках имеют промышленное значение. Прогнозные ресурсы Подгородненской угленосной площади составляют 62 млн т угля по категории P_1 ; Суражевской угленосной площади – 30 млн т угля категории P_1 и 11 млн т категории P_2 .

Угленосные узлы малых кайнозойских впадин

Как уже отмечалось, большую часть топливного потенциала Приморского края составляют бурые угли кайнозойской угленосной формации. Угленосные образования выполняют многочисленные впадины, представляющие собой наложенные структуры, приуроченные к депрессионным просядкам вдоль практически всех крупных продольных и поперечных разломов, а также к неровностям палеорельефа. Впадины (депрессии) сформировались на консолидированном складчатом фундаменте палеозойского и мезозойского возраста практически во всех структурно-формационных зонах. В пределах впадин четко устанавливается зависимость нарушенности отложений чехла от тектонической активности фундамента, что фиксируется, прежде всего, постседиментационным характером основных прибортовых и внутривпадинных разломов, расщиплением угольных пластов при движении от стабильных областей к мобильным, увеличением общей нарушенности угленосных отложений от верхних горизонтов к нижним. Наличие фаций вулканогенных пород, синхронных угленосным отложениям, говорит о том, что в некоторых случаях сбросово-сдвиговые дислокации вдоль ограничивающих впадины разломов носили раздвиговой характер. Непосредственного влияния вулканогенных образований на структуру и качество угольных пластов не наблюдается. Однако наличие

мощных базальтовых покровов в отдельных случаях значительно усложняет разработку угольных пластов.

Выделяются следующие этапы интенсивного угленакопления: эоценовый (угловская свита), эоцен-олигоценый (чернореченская, хасанская свиты) и олигоцен-среднемиоценовый (павловская, максимовская, возновская, анучинская свиты).

Наиболее благоприятные условия угленакопления имели место в эоцен-олигоценый период на юге Приморья, где располагались обширные равнины. В основании разреза эоцен-олигоценых отложений картируются плохо отсортированные и слабоокатанные конгломераты и конгломератобрекчии в переслаивании с гравелитами, грубо- и среднезернистыми песчаниками «мусорного» облика. Мощность этой пачки весьма изменчива и колеблется от 0 до 300 м.

Выше с постепенным переходом залегают собственно угленосные отложения мощностью 200–250 м, содержащие от пяти до 11 групп угольных пластов простого и сложного строения. Эти образования почти повсеместно перекрываются безугольными осадками озерного типа верхнего олигоцена, мощностью 100–140 м. Еще выше с размывом, а в центральных частях крупных впадин – согласно залегают песчано-глинистые угленосные отложения олигоцен-среднемиоценового возраста. Их мощность достигает 650 м, и в них содержится от одной до 15 групп пластов очень сложного строения. Пласты местами сближаются в различных сочетаниях, образуя мощные залежи (до 29,6 м), которые в свою очередь расщепляются на коротких расстояниях на отдельные пласты. В пластах часто наблюдается переслаивание углей различной зольности с углистыми аргиллитами.

Угли пластов кайнозойского возраста гумусовые, клареновые, с редкими мелкими линзами и прослоями сапропелевого состава. Перспективными для дальнейшего изучения являются фланги Павловского, Шкотовского, Раковского, Нежинского, Крыловского и Чернышевского угленосных узлов, где ведется отработка угольных пластов открытым способом.

Прогнозные ресурсы бурых углей оцениваются в 4941 млн т, в т. ч. для открытой отработки пригодны 603 млн т; из них к категории P_1 относится 56 %, к категории P_2 – 30 % ресурсов [117].

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ

На территории (суше) листа К-(52), 53 выделяются три потенциально нефтегазоносные площади, расположенные в основном в пределах Ханкайской субпровинции. К сожалению, специализированных работ на поиски нефти и газа на этой территории не проводилось, поэтому выделение перспективных площадей основано на имеющихся общегеологических данных и результатах тематических работ.

К перспективным бассейнам отнесены крупные синклиновые структуры, выполненные кайнозойскими отложениями, которые заложены на жестком протерозой-палеозойском фундаменте: Раздольненский, Славянский и Партизанский.

Раздольненский и Славянский бассейны представляют собой разобщенные впадины единого крупного прогиба, занимающего всю юго-западную часть Приморья. Фундаментом этого прогиба являются докембрийские образования Ханкайского кристаллического массива и складчатые ранне-среднепалеозойские комплексы структур его деформированного чехла. В строении разрезов перспективных бассейнов принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные мезо-кайнозойские отложения, характеризующиеся преобладанием континентальных фаций осадочных пород, которые на уровне позднего триаса, раннего мела, палеоцен-эоцена и олигоцен-миоцена обладают промышленной угленосностью. Общие площади и мощности отложений бассейнов составляют (соответственно): для Раздольненского 9800 км², 3–5 км, для Славянского до 0,5 км. В бассейнах, кроме наличия потенциально нефтематеринских пород, с высокими содержаниями углеродистого материала (вплоть до горизонтов каменных и бурых углей), присутствуют прямые признаки нефтегазоносности.

Прогнозные ресурсы категории D по отдельным бассейнам, в авторских оценках, составляют (в ед. у. т.): Раздольненский – 50 млн т и Славянский – 10 млн т.

Наиболее перспективным является Раздольненский бассейн, где проявления углеводородов наиболее значительные и имеются благоприятные структуры.

Партизанский бассейн находится на юге Приморья, на границе листов L-53 и K-53, охватывает область Партизанско-Яковлевской наложенной меловой впадины и занимает площадь в 5000 км². Осадочные и вулканогенно-осадочные образования бассейна триас-юрско-мел-палеоген-неогенового возраста формируют мульдообразную, синклинорную структуру, основание которой составляют сложно-дислоцированные палеозойские структуры Муравьевско-Дунайской и Партизанской СФЗ, содержащие осколки докембрийских метаморфитов Сергеевского массива. Мощность разреза, в котором преобладают прибрежно-морские фации осадочных высокоуглеродистых пород, составляет 8–10 км. Нефтематеринскими являются присутствующие во всех отложениях алевролитовые и аргиллитовые пачки, с высокими содержаниями растительных остатков, каменные угли нижнемеловой никанской серии и бурые угли эоценовой угловской свиты. Прямыми признаками нефтегазоносности являются проявления нефти, зафиксированные в керне 20 буровых скважин, вскрывших угленосные отложения никанской серии, и обильное просачивание нефти из угольных пластов Партизанского угленосного бассейна, которая относится к разряду легких, с высокими содержаниями бензинов и керосинов. В юго-западной части Партизанского бассейна, в скважинах на глубинах 100–300 м, обнаружен битум, а в шахтах наблюдаются многочисленные выбросы горючих газов существенно метанового состава, содержащие этан, пропан, бутан и высшие гомологи углеводородов.

Прогнозные ресурсы по категории D составляют 70 млн т [188]. Данный бассейн, наряду с Раздольненским, отнесен к разряду наиболее перспективных.

На акватории Японского моря, в пределах Центральной Япономорской провинции, выделяется Центрально-Япономорский нефтегазоносный бас-

сейн (потенциальный). В его пределах как на шельфе, так и в глубоководной котловине по ряду структурных признаков выделяется ряд площадей, потенциально перспективных на углеводородное сырье [201].

Потенциально перспективная *площадь залива Петра Великого* (6000 км²) прослеживается от о-ва Фуругельма на западе до о-ва Аскольд на востоке (Прогнозно-минерагеническая карта, Схема перспектив нефтегазоносности); она связана со впадиной залива Петра Великого. Отложения чехла в этой впадине плавно погружаются под акваторию залива Петра Великого и обладают наибольшей мощностью в пределах изобат 50–500 м. В пределах впадины сейсморазведочных работ не проводилось. По данным сейсмоакустики, мощность рыхлых осадочных кайнозойских отложений впадины составляет до 400 м, а мощность осадочного чехла кайнозоя и меловых отложений предположительно может достигать 1,5 км.

Второй потенциально перспективной площадью, где возможно выявление месторождений углеводородного сырья в пределах изучаемого шельфа, является *Валентиновская*, расположенная от бух. Киевка на юго-западе до бух. Ольга на северо-востоке. Длина площади 200 км, ширина 50 км. Имеет площадь около 11 000 км², распространяясь частично и на прибрежную сушу. Здесь, по данным палеогеографических исследований [29], на границе позднего мела и палеогена существовали прибрежно-морские условия и были развиты угленосные формации, которые прослеживались в широтном направлении от Хасанско-Уссурийской формационной зоны на западе до бух. Ольга – на востоке (до побережья Японского моря на востоке). Стратиграфически разрез примерно соответствует разрезу впадины залива Петра Великого.

Аналогичная геологическая ситуация при анализе палеогеографических исследований наблюдается в прибрежной зоне в северо-восточном углу планшета К-53. *Ольгинская площадь* (1500 км²), по всей видимости, соединяется с Находкинской впадиной, развитой в пределах глубоководной части описываемой территории.

Кроме того, В. П. Казазаевым выделена еще одна впадина, расположенная на границе континентального склона и глубоководной части Японского моря на широте г. Находка до залива Ольга на изобатах 1–3 км и только северо-восточная часть впадины выходит на шельф. Впадина названа *Находкинская*. Длина впадины 300 км, средняя ширина 80 км, площадь 12 000 км². Мощность осадочного чехла в пределах этой впадины достигает 2–2,5 км.

Юго-западнее Находкинской впадины между возвышенностями Первенца и Ямато В. П. Казазаевым выделены еще две площади, «возможно перспективные» на выявление проявлений углеводородного сырья. Третья площадь, аналогичная этим двум, откартирована на запад от возвышенности Первенца до границы исключительной экономической зоны Российской Федерации. Это геологические структуры с повышенной мощностью осадочного чехла (до 2–2,5 км), фундамент которых разбит тектоническими нарушениями различных направлений.

Учитывая современный уровень изучения и освоения месторождений нефти и газа на шельфе, наиболее перспективной площадью является впадина залива Петра Великого, где возможно выявление месторождения на

изобатах 100–150 м типа структурных стратиграфических ловушек в олигоцен-миоценовых песчаниках.

В 2003 г. ОАО «Дальморнефтегеофизика» (Жаров А.Э. и др., 2004 г.) в заливе Петра Великого провела гелого-геофизические работы методами: газогеохимическое исследование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитометрическая съемка, гравиметрическая съемка и сейсморазведочные работы в модификации 2Д.

По результатам работ 2003 г. ОАО «Дальморнефтегеофизика» совместно с ОАО «Дальморгеология» в 2004 г. был защищен отчет в МПР РФ. Тогда были приняты прогнозные ресурсы категории D_2 по площади Залив Петра Великого 59,6 млн т у. т.

На площади Залив Петра Великого рекомендовано продолжить сейсморазведочные работы в модификации 2Д, в комплексе с донным опробованием и последующими газогеохимическими исследованиями на полный спектр тяжелых УВ. Ориентировочный объем продолжения работ на территории Залив Петра Великого составит 1-я очередь – 600 пог. км, 2-я очередь – 400 пог. км. Сумма – 1000 пог. км.

В геологической ситуации, которая наблюдается в пределах шельфа Приморья, выделяются три-четыре стратиграфических уровня, где можно ожидать локализацию проявлений углеводородного сырья, о чем свидетельствует развитие на этих уровнях благоприятной литологической обстановки (угленосные структурные формации, литологические разности, обладающие коллекторскими свойствами, тектоническая обстановка – трещиноватость, пористость пород, структурные ловушки и т. д.). К таким уровням в пределах шельфа и суши Приморья относятся верхний триас (T_3), нижний мел (K_1) и палеоген (палеоцен, эоцен-олигоцен–угловское время (P_{1-2} – P_{3ug})).

По результатам анализов гидрохимических проб, отобранных в пределах Валентиновской площади при проведении ГСШ масштаба 1 : 1 000 000 в 1995–1996 гг., в значительном количестве проб установлено присутствие метана (до 529 мл/л), а в отдельных пробах – тяжелые углеводороды.

Подробное описание работ по поискам углеводородного сырья на суше Южного Приморья приведено в отчетах Л. Д. Мирошникова [222], Н. Г. Мельникова [221].

Материалы по шельфу и глубоководной части листа К-(52), 53 в пределах экономической зоны Российской Федерации приведены в геологическом отчете В. П. Казаева и др. [201].

Валентиновская площадь прослеживается в длину на 300 км при средней ширине около 50 км, площадь – около 11 тыс. км².

В административном отношении Валентиновская площадь находится в пределах Лазовского и Ольгинского районов Приморского края Дальневосточного федерального округа. Площадь связана асфальтированными дорогами с краевым центром г. Владивосток и ближайшим крупным портом Находка.

В пределах площади функционируют порты Преображение, Валентин, Моряк-Рыболов, Ольга и залив Владимира (Ракушка), т. е. площадь обладает развитой инфраструктурой на побережье.

Рекомендуется проведение поисковых работ на углеводородное сырье в пределах шельфа Японского моря от бух. Киевка на юге, до бух. Зеркальная на северо-востоке.

Поисковые работы должны содержать:

- комплекс геофизических исследований – 4100 пог. км, сеть 10×15 км, рабочие профили через 10 км, увязочные через 15 км;
- газогидрохимическое опробование – 600 проб;
- сейсморазведка в модификации 2Д – 2000 пог. км.

Ожидаемые прогнозные ресурсы категории D_2 на Валентиновской площади по аналогии с площадью Залив Петра Великого составляют 150 млн т у. т.

При рассмотрении результатов поисковых работ на нефть и газ на шельфе Залива Петра Великого и прилегающих территорий в Администрации Приморского края рекомендовано дальнейшее проведение поисковых работ на выявление углеводородного потенциала в пределах исключительной экономической зоны Российской Федерации.

В глубоководной части Японского моря по структурным признакам (наличие впадин фундамента со значительными мощностями осадочного чехла, составляющими более 500 м) выделяются несколько площадей, потенциально перспективных на углеводородное сырье. Это Находкинская площадь ($12\,000\text{ км}^2$) с прогнозными ресурсами по категории D_2 120 млн т у. т.; площадь западнее возвышенности Первенца (2000 км^2), прогнозные ресурсы по категории D_2 20 млн т у. т.; площадь южнее возвышенности Тарасова (4800 км^2), прогнозные ресурсы по категории D_2 48 млн т у. т.; площадь севернее возвышенности Ямато (4400 км^2), прогнозные ресурсы по категории D_2 44 млн т у. т. [201].

Несмотря на вышеописанные довольно обоснованные серьезные перспективы на углеводородное сырье в пределах листа К-(52), 53, существуют и серьезные возражения против чрезмерно оптимистических оценок. Эти соображения, отражающие мнение специалистов ВНИИОкеангеология, сформулированы О.И. Супруненко.

Сухопутная и субаквальная части листов К-(52), 53 характеризуются рядом неблагоприятных для нефтегазоносности геологических и иных предпосылок:

- широкое проявление магматической деятельности в интрузивной и эффузивной формах на протяжении длительных отрезков геологической истории, вплоть до плейстоценового времени;

- связанное с этим присутствие вулканического материала в осадочных породах соответствующих интервалов разреза, резко снижающее их емкостно-фильтрационные свойства;

- ограниченные размеры осадочных бассейнов мелового–кайнозойского возраста и существенная роль в составе их чехла континентальных угленосных отложений, что резко снижает (а по большому счету – практически исключает) их перспективность на нефть;

- малая мощность осадочного чехла на большей части территории и акватории листа К-(52), 53, как правило, не превышающая 2 км;

- большие современные глубины в Центральной котловине Японского моря, позволяющие предполагать, по крайней мере в верхней части оса-

дочного чехла, проявление так называемого «парадокса глубоководного диагенеза» [52], замедляющего уплотнение и катагенетическое созревание пород и рассеянного в них органического вещества за счет действия мощного водяного столба. В результате мощность осадочного слоя, могущего участвовать в процессах нефтегазообразования, существенно снижается;

— возможные углеводородные скопления в преобладающей части будут представлены большей частью газом, что обусловлено, как уже отмечалось, широким распространением в разрезе осадочного чехла в депрессиях сухопутной части листа континентальных и субконтинентальных угленосных отложений, а на шельфе — слабой катагенетической преобразованностью рассеянного органического вещества, способного соответственно генерировать диагенетический газ и газ верхней зоны газообразования. Об этом свидетельствует, на наш взгляд, и состав газов, отобранных при геохимических исследованиях.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

Учитывая геологические особенности территории Приморского края, высокую степень геологической изученности, значительные прогнозные ресурсы полезных ископаемых, можно уверенно прогнозировать существенное расширение минерально-сырьевой базы.

По свинцу, цинку и олову основные перспективы связываются с Ольгинским рудным районом Снежной минерагенетической зоны. Здесь выявлены и частично разведаны крупные жильные оловянно-полиметаллические высокосеребряные месторождения с труднообогатимыми по классическим физико-механическим схемам обогащения рудами, которые в большинстве своем не эксплуатировались по этой причине (месторождения Нижнее, Щербаковское).

В настоящее время российскими учеными (НПО «Кристалл», г. Красноярск) разработана принципиально новая высокоэффективная, экологически чистая и весьма экономичная металлургическая схема переработки таких комплексных руд с получением в конечных продуктах всех главных полезных компонентов (свинец, цинк, медь, олово, серебро, золото), а также редких и рассеянных элементов (кадмий, висмут, индий и др.). По этой схеме переработки утилизируется также сера, входящая в сульфидные минералы галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли, а также в пирит и пирротин. Эта сера крайне нужна АО «Бор» в г. Дальнегорск для переработки датолитовых руд. Поэтому строительство металлургического завода с такой технологией позволит перерабатывать низкосортные сульфидные продукты и концентраты не только с приморских месторождений, но и со всего Дальнего Востока, что может значительно увеличить производство цветных и благородных металлов и поднять рентабельность.

По вольфраму перспективы выявления новых скарново-грейзеновых объектов в пределах листа К-(52), 53 практически нет.

По золоту перспективы связаны прежде всего с Западно-Приморской золоторудной зоной. До конца не раскрыты перспективы Криничного рудного узла, где есть перспективы обнаружения новых золоторудных объектов.

Серьезные перспективы расширения минерально-сырьевой базы региона имеет *акватория Японского моря*.

Вполне вероятным представляется расширение минерально-сырьевой базы по россыпному золоту в части морских россыпей на мелководье шельфа в районе Криничного и Находкинского узлов. То же можно сказать и о перспективности россыпных проявлений титаномагнетита и монацита на мелководье в районе Хасанской перспективной площади в западной части листа.

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы могут быть связаны также с *глубоководной частью Японского моря*. Это касается как перспектив на углеводородное сырье, которые связаны с выделенными перспективными площадями на шельфе и в глубоководной части моря, так и перспектив на твердые полезные ископаемые – железо-марганцевые образования и фосфориты, проявления которых обнаружены на ряде поднятий в глубоководной части моря и на континентальном склоне [113, 210, 231, 281].

Ряд перспектив региона связан с неметаллическими полезными ископаемыми. В этой связи ниже приводятся прогнозные ресурсы на некоторые их виды:

– полевой шпат, Волчанецкое месторождение (II-3-39) – прогнозные ресурсы категории P_1 – 153,2 тыс. т;

– пегматит керамический – месторождение Фуругельма (III-1-12) – прогнозные ресурсы 120–150 тыс. т [274];

– каолин, проявление Раковское (I-3-24) – прогнозные ресурсы («подтвержденные») категории P_3 – $300\,000\text{ км}^2 \times 3\text{ м} \times 1,9 = 1710$ тыс. т [258];

– цеолиты, месторождение Новгородское (III-1-3) – прогнозные ресурсы категории P_2 – 1,5 млн м^3 (Наседкин, 1982);

– родонит, проявление Федоровское (I-6-16) – прогнозные ресурсы P_2 – 200 т [235];

– песок строительный, Краковская площадь (II-4-66) – предположительно сотни млн т [201];

– грязи лечебные, месторождение Бухта Экспедиции (Ясное) (III-1-2) – прогнозные ресурсы P_1 – 32,5 млн т [214].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Глава написана с использованием результатов крупномасштабных геолого-гидрогеологических и гидрогеологических съемок и работ по поиску, разведке и эксплуатации месторождений подземных и поверхностных вод. В основу гидрогеологического районирования территории листа положена схема районирования, помещенная в XXV томе «Гидрогеологии СССР», изданном в 1969 г. Деление на гидрогеологические области (массивы), районы принято по этой схеме с дополнениями с учетом последующих работ [182, 261]. Границы областей и районов скорректированы согласно новой схеме геолого-структурного районирования листа L-53, с клапанами L-52, K-(52), 53 масштаба 1 : 2 500 000. Деления на подрайоны (блоки, мелкие массивы) полностью приняты согласно этой схеме.

Крупные гидрогеологические единицы – области – имеют сходное строение разреза, но в пределах районов, блоков из этого разреза часто выпадают те или иные части, структурные этажи, водоносные горизонты, комплексы.

Ввиду серьезной разницы как принципов распространения подземных вод, так и изученности их распространения на суше и в акватории, гидрогеологическая ситуация по суше и акватории рассматривается раздельно.

СУША

Характеристика гидрогеологических подразделений. В целом обобщенный разрез содержит 19 подразделений, в том числе четыре водоносных и слабоводоносных горизонта, шесть комплексов, и девять зон с трещинными водами [261].

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (αQ). Аллювиальные галечники, пески, глины горизонта распространены повсеместно в разнопорядковых долинах (террасовые комплексы, поймы, русла). Мощности осадков достигают десятков метров в устьях крупных рек. Воды безнапорные, местами отмечен местный напор. Уровни подземных вод устанавливаются на глубинах от 1–3 до 5–8 м. Питание горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных вод. Горизонт – первый от поверхности, чаще всего не защищен от загрязнения. Водовмещающие отложения имеют хорошие фильтрационные свойства (коэффициент фильтрации достигает 20–30 м/сут). Дебиты источников водоснабжения достигают 3–15 л/с. Воды горизонта весьма пресные и пресные

(минерализация составляет 0,06–0,4 г/дм³), общая жесткость – 0,2–3,3 ммоль/м³, рН – 5,6–7,2. Воды гидрокарбонатно-кальциевые, натриевые. Горизонт имеет большое значение для организации централизованного водоснабжения.

Водоносный четвертичный морской и аллювиально-морской комплекс (mQ) развит в пределах низких морских террас, береговых валов и баров, пляжей в устьевых частях речных долин. Отмечено несколько водоносных горизонтов (галечники, пески), разделенных глинистыми водоупорами. Мощность горизонта 12–50 м, глубина залегания подземных вод – 0,8–11,8 м (до 24,5 м). Воды часто напорные (до 11,8 м). Водообильность пестрая, фильтрационные свойства хорошие (11–158 м/сут). Питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков, разгрузка происходит в долины рек, море. Воды гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные, натриевые, часто солоноватые, минерализация – 0,08–27,4 г/дм³. Воды с примесью морских вод имеют повышенную минерализацию, жесткость, содержание хлора.

Водоупорный четвертичный горизонт полигенетических отложений (pgQ) приурочен к придолинным педиментам рек Уссури, Большая Уссурка в зоне холмисто-увалистого рельефа. Разрез сложен глинами, суглинками со щебнем и гравием мощностью 2,1–25 м (максимум до 32,5 м). Практически водонепроницаем, отмечена верховодка.

Водоносный неогеновый терригенный комплекс (N), сложенный галечниками, песками и другими породами суйфунской, устьесуйфунской свит и нижнего–среднего миоцена, развит в большинстве эрозионно-тектонических депрессий и впадин, где залегает субгоризонтально под четвертичными отложениями вторым или третьим от поверхности. Воды часто напорные, водообильность пестрая. В разрезе отмечены верхняя зона свободного или активного водообмена до глубины 50–60 м (до 100 м) и нижняя замедленного водообмена мощностью до 200 м. Обводненность неравномерная. Дебиты скважин составляют 28,3–53,1 л/с (в галечниках) при понижениях 3–10 м и 10–16 л/с (пески). Воды горизонта гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, весьма пресные и пресные (0,02–0,91 г/дм³), нейтральные, мягкие до умеренно жестких. В глубоких частях депрессий отмечены хлоридные, сульфатно-хлоридные воды с повышенной минерализацией, железистые.

Локально водоносный палеоген-неогеновый вулканогенный комплекс (P–N) представляет собой разнородную слоистую толщу с различным типом проницаемости и фильтрационными свойствами. Это шуфанская свита плиоцена и кузнецовская свита, сложенные покровами и потоками базальтов, их туфами с прослоями и линзами песков, гравийников, углей, гиалокластитов. Потоки базальтов образуют часто мощные (до 400 м) покровы, но чаще – 50–150 м, по долинам древних рек (в этом случае образуется ленточный артезианский водообильный бассейн с высокими напорами воды хорошего качества). Маломощные покровы полностью сдренированы. Воды гидрокарбонатные, весьма пресные и пресные (0,1 г/дм³). В вулкано-тектонических депрессиях, выполненных лавами и туфами, часты аномальные воды (кремнистые), а также минеральные и слаботермальные воды.

Слабоводоносный палеогеновый терригенно-угленосный комплекс (P) развит в угленосных впадинах в нижних частях разреза, сложенного песчани-

ками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, углями павловской, надеждиной, светлинской, угловской свит. Мощность разреза до 1100–1400 м. Воды высоконапорные (до 160 м). Водообильность пестрая и слабая. По составу воды гидрокарбонатные натриевые, пресные ($0,16–0,81$ г/дм³), часто железистые, кремнистые.

Слабоводосная зона трещиноватости верхнемеловых вулканогенных образований (K_2) объединяет вулканиты богопольской, сияновской, дорофеевской, синанчинской, петрозуевской, приморской свит, сложена риолитами, игнибритами, андезитами, базальтами, их туфами с меньшей ролью туффинов. Характерна трещинная пористость до глубин 150–180 м. Воды безнапорные, в тектонических нарушениях часто высоконапорные. Дебиты скважин невысокие, но в зонах разломов достигают 10–18 л/с при понижениях 5–13 м. По составу воды гидрокарбонатные хлоридные, хлоридно-сульфатные. Минерализация до $0,08$ г/дм³, жесткость до 9 ммоль/м³. Отмечены минеральные углекислые источники гидрокарбонатных вод.

Слабоводный меловой угленосно-терригенный комплекс отложений наложенных впадин (K_{1-2}) объединяет прибрежно-морские и континентальные терригенные образования верхнего и нижнего мела (сучанская, никанская серии). Его мощность до 1400 м. Водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, угольными пластами, туфами вулканитов. Подземные воды приурочены к зонам выветривания, тектонической трещиноватости до глубины 170 м, чаще 40–70 м. Глубина залегания вод в долинах 4–12 м, на водоразделах 40–65 м. Воды безнапорные или слабонапорные, в тектонических нарушениях обычно напорные. Дебиты скважин в долинах до $0,28–0,7$ л/с, на водоразделах – $0,06$ л/с при понижении 19 м.

Воды преимущественно кальциевые, реже натриевые, весьма пресные и пресные ($0,1–0,5$ г/дм³), нейтральные, отмечаются повышенные содержания железа, марганца.

Слабоводосная зона трещиноватости нижнемеловых, интенсивно складчатых терригенных отложений (K_1) распространена в Восточном и Западном гидрогеологических районах. Породы комплекса интенсивно дислоцированы в крутые линейные, часто изоклинальные опрокинутые складки. Мощность разреза до 2400 м. Воды приурочены к верхней трещиноватой зоне и зонам тектонических нарушений на глубину 50–80 м (до 100 м). Глубина залегания подземных вод 2–50 м (на водоразделах). Воды безнапорные. Дебиты от $0,06$ до $3,4$ л/с при понижениях до $46,8$ м. Водообильность слабая.

Воды гидрокарбонатные хлоридно-сульфатные ($0,05–0,4$ г/дм³). В тектонических зонах минерализация ниже.

Слабоводосная зона трещиноватости карбонатно-терригенно-вулканогенных образований ($T–J$) широко распространена в Западном и Южном районах Сихотэ-Алинской области. Комплекс пород представлен алевролитами, песчаниками, кремнями, андезитами, известняками, конгломератами, углями, смятыми в крутые складки или же лежащими почти горизонтально. Водоносность свиты связана с трещиноватой зоной выветривания, зонами тектонической трещиноватости, карстовыми пустотами. Мощность зон от 50–70, до 80–120 м. Глубина залегания подземных вод – от первых метров до 130 м на водоразделах. Воды безнапорные и напор-

ные. Водообильность пород низкая. Дебиты высоки в долинах, на водоразделах скважины часто безводные.

Воды гидрокарбонатные кальциевые (с минерализацией от 0,025 до 0,7 г/дм³), весьма пресные, нейтральные, часто железистые (до 10 мг/дм³) и фтористые (до 4,4 мг/дм³). Отмечены выходы слаботермальных азотных вод.

Слабоводоносный терригенно-карбонатный комплекс (Р–Т) объединяет олистостромовые отложения людянзинской, ястребовской, чандалазской, барабашской свит в Западном и Южном районах Сихотэ-Алинской области, в Маньчжурской области. Воды трещинные, трещинно-карстовые. Водообильность невысокая, карстовых пород – выше. Дебиты скважин 1,4–5,5 л/с при понижениях до 48–50 м.

Воды гидрокарбонатные, редко хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые (0,6–0,8 г/дм³) жесткие, нейтральные. Отмечены источники холодных углекислых и теплых азотных минеральных вод.

Слабоводоносная зона трещиноватости вулканотерригенных образований (Р) распространена в тех же районах, что и предыдущий комплекс. Такие же породы смяты в крутые складки. Воды безнапорные, реже слабонапорные. Водообильность пестрая, дебиты от 0,05 до 5,0 л/с при понижениях 1,8–46 м.

Воды гидрокарбонатные кальциевые, пресные (0,55 г/дм³), нейтральные–слабощелочные. Нередки минеральные источники углекислых гидрокарбонатных вод.

Слабоводоносный терригенно-карбонатный горизонт (С–Р) распространен ограниченно в подрайонах и блоках в Восточном и Западном районах Сихотэ-Алинской области. Воды безнапорные, редко напорные (+10 м). Дебиты скважин 1,45–1,96 л/с при понижениях 5,2–5,3 м. Воды гидрокарбонатные пресные (0,29 г/дм³).

Воды гидрокарбонатные кальциевые (0,1–0,48 г/дм³).

Слабоводоносная зона трещиноватости кислых, средних и щелочных интрузивных образований (γ – δ – ζ) развиты во всех областях и районах. Породы чаще всего сильно трещиноваты до глубины 30–80 (до 120) м. Глубина залегания вод 2,6–51,6 м, на склонах – 12–30 м. Воды безнапорные и напорные. Водообильность пестрая. Дебиты скважин 0,01–10 л/с при понижении до 42,4 м. Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые (0,015–0,46 г/дм³), мягкие, нейтральные. Качество хорошее. Отмечены источники минеральных азотных термальных и холодных углекислых вод, радоновые и кремнекислые.

Основные выводы следующие.

1. Характерно преобладание по площади развития трещинных грунтовых вод в верхней трещиноватой зоне под порово-пластовыми водами в речных долинах и артезианских бассейнах.

2. Хорошая дренированность всех комплексов пород и неодинаковые условия накопления подземных вод в горных массивах, речных долинах и артезианских бассейнах.

3. Наиболее перспективным для целей крупного централизованного водоснабжения является неогеновый (терригенный) комплекс на участках, сложенных грубообломочными отложениями, где коэффициент водопроницаемости от 2000 до 4000 м²/сут.

4. На отдельных площадях, особенно в местах развития ниже-, среднечетвертичных палеодолин, перспективным для централизованного водоснабжения является водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений.

5. В других условиях водоносный четвертичный аллювиальный горизонт служит источником восполнения запасов нижних продуктивных горизонтов.

6. В горах вопрос водоснабжения решается за счет четвертичного комплекса.

7. Имеющиеся материалы свидетельствуют о возможной перспективной водообильности отдельных вулканогенных, терригенно-карбонатных толщ и свит.

8. Остальные гидрогеологические подразделения содержат незначительные запасы воды и могут представлять интерес для организации водоснабжения мелких водозаборов до 1000 м³/сут.

9. Воды гидрокарбонатные, весьма пресные и пресные преимущественно с минерализацией до 0,5 г/дм³, мягкие, пригодные для питьевых целей.

Основные закономерности распространения и формирования подземных вод

В соответствии с принятым для южной части Дальневосточного региона гидрогеологическим районированием, на территории листа выделяются части крупных гидрогеологических складчатых областей: Маньчжурской, Сихотэ-Алинской и Приморской [261]. В каждой из них на основе геологических, тектонических, геоморфологических и физико-географических факторов выделены гидрогеологические районы, подрайоны и блоки. В основу их выделения положен геолого-структурный принцип районирования территории листа, выполненного в процессе подготовки листа масштаба 1 : 1 000 000 к изданию.

I. *Маньчжурская гидрогеологическая область* расположена в пределах территории листа своей восточной частью, представлена горными сооружениями, мелкогогорьем, равнинными площадями водораздела между бассейнами систем Амура и Японского моря. В пределах области выделены два гидрогеологических района: Хасанский и Муравьево-Амурский, в которых расположены месторождения с эксплуатационными запасами (тыс. м³/сут) — Рязановское (0,2), Чернятинское (0,03–0,07), Хасанское (0,03–0,4) и Посьетское (0,3–0,5).

Как правило, воды пресные и весьма пресные (минерализация менее 0,5 г/дм³), гидрокарбонатные. Наиболее водообильными в зоне активного водообмена являются четвертичные и миоценовые отложения русел палеорек, в которых разведаны крупные месторождения подземных вод.

II. *Сихотэ-Алинская гидрогеологическая область* характеризуется горным рельефом, разветвленной речной сетью. Породы скальные, трещиноватые различной степени литификации. Зона активного водообмена мощностью 300–500 м захватывает верхнюю трещиноватую часть разреза: четвертичные образования, верхняя часть разреза кайнозоя межгорных впадин. Подземные воды формируются в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Наиболее водообильны четвертичные отложения. Зона затрудненного водообмена расположена глубже эрозионного вреза долин и в нижних частях разреза впадин. Ниже зоны эндоген-

ной трещиноватости напорные подземные воды содержатся в зонах межблокового тектонического дробления и в трещинах.

В Восточном гидрогеологическом районе формирование общего потока подземных вод происходит в основном в нисходящем режиме, так как в условиях крутосклонного, сильно рассеченного рельефа большинство гидрогеологических структур дренированы многопорядковой речной сетью. Четвертичные отложения маломощны, грубообломочны, хорошо промыты. Воды этого района наиболее высокого качества, весьма пресные, гидрокарбонатные, кальциево-натриевые, нейтральные, мягкие—умеренно жесткие, обычно не загрязнены, хотя отмечены природные аномалии микроэлементов.

В Западном гидрогеологическом районе рельеф снижен, долины широкие, реки более многоводные, отмечены четвертичные депрессии, в которых в основном грубообломочные осадки весьма водообильны. Зачастую четвертичные отложения наращивают разрез кайнозоя межгорных впадин, значительно увеличивая запасы подземных вод впадин. Часты артезианские бассейны с напорными водами. Качество вод хорошее.

Южный район по своим характеристикам близок к Западному.

Известно всего несколько месторождений подземных вод, эксплуатационные запасы которых составляют (тыс. м³/сут): в Западном районе — Анучинское (1—1,2), в Южно-Сихотэалинском — Находкинское (1,2—3,8), Подьяпольское (0,17—0,67).

III. *Приморская гидрогеологическая область* располагается в пределах Западно-Приморской равнины, гранича с Маньчжурской и Сихотэ-Алинской гидрогеологическими областями. Характерен слабохолмистый рельеф на рыхлых кайнозойских и четвертичных осадках. В пределах гидрогеологической области множество кайнозойских впадин перекрыты четвертичными отложениями, что создает условия для возникновения напорных вод. Зона активного водообмена маломощна (150 м). Породы обычно слабо литифицированы и насыщены поровыми пластовыми водами. В депрессиях разведаны крупные месторождения подземных вод. Качество их хуже: при слабом дренировании, уменьшении уклонов потока возрастает минерализация, повышаются содержания натрия, сульфат-иона, железа, азотных соединений.

В Южно-Приморском районе разведано большое число месторождений, эксплуатационные запасы которых составляют (тыс. м³/сут): Павловское (1,6—3,1), Бакарасьевское (1,3—2,3), Пушкинское (1,2—4,6), Славянское (2,3—3,1), Новоникольское (1—1,5), Тавричанское (0,2—0,4), Тимофеевское (1—3).

IV. *На территории листа развита разрывная тектоника*, которая представлена крупными разрывами, зонами трещиноватости, дробления. Длительная история развития крупных разрывов привела к тому, что процессы магматизма, гипергенеза во многих случаях залечили открытые полости разломов, ликвидировав тем самым «скважинность» разрывов или создав даже гидрогеологические барьеры.

Западно-Приморский разлом (X) крайне осложнен и состоит из зон милонитизации. Практически безводен.

Арсеньевский разлом (IV) представляет зону шириной в несколько километров, сложенную узкими клиновидными блоками. Сами разрывы выражены катаклазитами, милонитами.

Центральный разлом (*VIII*) — крупнейшая разрывная структура, представленная серией сближенных параллельных или ветвящихся субвертикальных нарушений шириной в несколько километров, выполненных милонитами. Разлом изучен бурением у с. Беневское (р. Киевка). Все скважины безводные, зоны сжаты и воды не содержат. Такими же являются и другие крупные разломы.

В то же время исключительно высоководообильными являются зачастую зоны небольших, мелких разломов, из которых чаще всего получают притоки воды с высокими дебитами или даже с самоизливом.

В крае нет изученных и разведанных месторождений подземных вод из зон тектонических нарушений, и потенциальные ресурсы их не изучены.

Обеспеченность края качественной питьевой водой низкая. Большинство населенных пунктов снабжаются водой из поверхностных источников и подземных вод.

Выделяются по уровню обеспечения территории:

1. Крайне неблагоприятные (бассейн р. Раздольная, реки Уссурийского залива). Уровень прямого водопотребления составляет 70 % от установленного стока.

2. Неблагоприятные для целей организованного водоснабжения — большая часть территории листа. Уровень потребления — 0,2–22 % стока.

Минеральные воды. В крае выявлено значительное число источников минеральных вод следующих типов:

1) азотно-метановые хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые воды малой, средней и высокой минерализации;

2) метановые и азотно-метановые гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые воды малой и средней минерализации;

3) азотные слабой минерализации термы (субтермальные);

4) углекислые воды малой и средней минерализации;

5) воды слабой минерализации со специфическими компонентами (железистые, кремнистые, фтористые, слаборадоновые).

Хлоридные натриевые воды распространены в водоносных породах по побережью, куда проникают со стороны моря. Больших скоплений реликтовые минеральные воды не образуют, залегая в виде линз среди пресных. Газовый состав метановый, азотно-метановый. Воды хлоридные натриевые, часто с сульфатом (до 600 мг/дм³), магнием. Бром и йод в повышенных количествах. Минерализация достигает 1–40 г/дм³. Воды близки к друсскининкайскому типу.

В нижних частях разреза кайнозойских впадин, в породах фундамента, вскрыты минеральные воды (до 20 г/дм³). В фундаменте Пушкинской депрессии на глубине 200–400 м вскрыты гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды (5–6 г/дм³), обогащенные бором.

Азотные термы слабой минерализации распространены в Чистоводненской группе источников. Температура на выходе — 20–35°. На глубине 1370 м в Партизанской впадине температура достигает 42,5 °С. Дебиты незначительные (0,1–1 л/с). Воды гидрокарбонатные натриевые с примесью метакремниевой кислоты (30–60 мг/дм³), фтора (4 мг/дм³), радона (Чистоводное) — 150–300 Бк/дм³. Запасы Чистоводненского месторождения — 287 м³/сут.

Воды слабой минерализации со специфическими компонентами — железистые и кремнистые — имеют широкое распространение железа и крем-

ниевой кислоты (до 50–100 мг/дм³). Известно Ивановское месторождение кремниевых минеральных вод (100 мг/дм³).

Слаборадонные воды выходят на поверхность только в пределах Чистоводненского месторождения азотных терм. Воды с повышенным содержанием фтора известны у с. Вольно-Надеждинское, у пос. Ярославский (20 мг/дм³).

Территория обладает достаточными ресурсами лечебных минеральных вод [202, 209].

АКВАТОРИЯ

Гидрогеологическая изученность акватории Японского моря в пределах листа К-(52), 53 весьма слабая, поэтому приводимые ниже соображения о возможном распространении подземных вод под дном Японского моря являются в существенной мере предположительными.

Береговая линия несомненно является наиболее значимой гидрогеологической границей региона. Это обусловлено во-первых, тем обстоятельством, что в данном районе береговая линия большей частью представляет собой высокие скальные обрывы – клифы, в которых высвобождаются подземные воды ряда водоносных горизонтов суши. Во-вторых, линия берега разделяет районы с совершенно различной степенью инфильтрации воды под поверхность грунта, а также глубокими различиями в поведении подземных вод.

С другой стороны, водоносные горизонты, принадлежащие к ряду геологических образований на суше, могут с определенной долей вероятности распространяться и под поверхностью моря, если вмещающие их геологические образования выходят на акваторию. Таковыми могут быть:

– *водоносный неогеновый терригенный комплекс (N)*, сложенный галечниками, песками и другими породами суйфунской, устьсуйфунской свит и нижнего–среднего миоцена, залегающий субгоризонтально под четвертичными отложениями (указанные свиты имеют продолжение с суши на шельфовое мелководье в районах Амурского залива и залива Посъет);

– *локально водоносный палеоген-неогеновый вулканогенный комплекс (P–N)*, представляющий собой разнородную слоистую толщу с различным типом проницаемости и фильтрационными свойствами (шуфанская, кузнецовская свиты, сложенные покровами и потоками базальтов, их туфами с прослоями и линзами песков, гравийников, углей, гиалокластитов – свиты распространяются на шельф в районах Амурского залива и бровки шельфа в районе г. Находка);

– *слабоводоносный палеогеновый терригенно-угленосый комплекс (P)* развит в угленосных впадинах в нижних частях разреза, сложенного песчаниками, конгломератами, алевrolитами, аргиллитами, углями надеждинской, угловской свит (свиты распространяются на шельф в районе Амурского залива);

– *слабоводоносная зона трещиноватости верхнемеловых вулканогенных образований (K₂)* объединяет вулканиты сияновской, дорофеевской, синанчинской, петрозуевской, приморской свит, сложена риолитами, игним-

бритами, андезитами, базальтами, их туфами с меньшей ролью туффитов. Характерна трещинная пористость (указанные свиты распространены на шельфе в районах северо-восточной части листа на прибрежном мелководье и бровке шельфа);

— *слабоводный меловой угленосно-терригенный комплекс отложений наложенных впадин* (K_{1-2}) объединяет прибрежно-морские и континентальные терригенные образования и нижнего—верхнего мела (сучанская серия), водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, угольными пластами, туфами вулканитов (указанные серии распространяются на шельф в районах заливов Находка и Амурский).

Указанные водоносные горизонты и комплексы по-видимому, не могут распространяться далее границы шельфа, т. к. уступ континентального склона скорее всего так же, как и береговая линия, является крупной линейной зоной разгрузки возможных водоносных горизонтов.

Как на шельфе, так и в глубоководной котловине вероятные водоносные горизонты могут быть связаны с сейсмическими отражающими границами. Наиболее вероятным представляется скапливание подземных вод на уровне акустического фундамента, скорее всего, представляющего собой водоупорный горизонт.

Отложения подводных поднятий глубоководной котловины в принципе также могут в какой-то мере накапливать подземные воды; возможные водоносные горизонты подводных поднятий должны разгружаться на склонах поднятий.

Гидрогеологическое районирование дна Японского моря проведено по аналогии с районированием суши. На акватории также выделены гидрогеологические области и районы (Гидрогеологическая схема) [95]:

— шельфовая гидрогеологическая область, включающая гидрогеологические районы собственно шельфа, куда могут распространяться некоторые водоносные горизонты и комплексы суши и континентального склона, где это возможное распространение скорее всего прерывается;

— гидрогеологическая область глубоководной части моря, включающая гидрогеологические районы глубоководного ложа, где, по-видимому, распространены водоносные горизонты, связанные с отражающими сейсмическими горизонтами и особенно с поверхностью акустического фундамента, а также подводных поднятий глубоководной котловины, возможно, содержащих собственные водоносные горизонты.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь листа включает площади суши и акватории, принципиально отличающиеся друг от друга по эколого-геологическим показателям.

Суша листа характеризуется контрастным геологическим и геоморфологическим строением. Выделяются западная часть, занятая равнинами, мелкосопочником, и восточная – среднегорьем. В более детальном плане выделяются с запада на восток – окраина Восточно-Маньчжурского нагорья (15 % от всей территории), Западно-Приморская равнина (5 %), горная страна Сихотэ-Алинь (80 %).

ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В зависимости от видов и интенсивности экзогенных (и эндогенных) геологических процессов, оказывающих решающее влияние на жизнь и жизнеобеспечение человека, животного и растительного мира, выделяются геоморфологические группы ландшафтов (геоэкологическая схема), пространственно сгруппированные в регионы [183]: Ханкайский, Предгорный и Сихотэ-Алинский, в свою очередь разделенные на более мелкие ландшафтные группировки.

Ханкайский регион на территории листа К-(52), 53 занимает незначительную северную часть и включает холмисто-увалистую поверхность предгорных равнин и межгорных впадин, область мелкосопочника (Приханкайские равнины). Низменности в основном развиты на кайнозойских отложениях, сильно заболочены или мелиорированы в недавнем прошлом. На территории проходит в субширотном направлении главный водораздел между бассейнами оз. Ханка и залива Петра Великого Японского моря. Для поверхности предгорных равнин и межгорных впадин характерны выровненный рельеф, заболоченность, сильная нарушенность техногенной и антропогенной деятельностью человека. Для мелкосопочника характерно резкое преобладание продуктов химического выветривания в рыхлых отложениях; широкое развитие плоскостного смыва и овражной эрозии; ложбинно-лощинные формы вреза вершин водотоков; малые продольные уклоны (1–4°) в зоне руслового транзита обломочного материала; густота эрозионного расчленения 0,2–0,4 км/км²; глубина эрозионного вреза менее 200 м; накопление песчаного и глинисто-песчаного материала в тальвегах эрозионных долин; отсутствие скальных выходов пород; вогнутый, реже прямой профиль и малая кривизна склонов; в основном пирогенные растительные группировки и вторичные леса.

Предгорный регион включает низкогорье, плоскогорья, речные и прибрежные долины. Для низкогорья характерно равное соотношение продуктов химического и физического выветривания в рыхлых отложениях; эпизодическое проявление обвально-осыпных явлений и осовов; широкое распространение температурного крипа и оползания; ложковые формы врезания вершин водотоков; средние продольные уклоны ($5-9^\circ$); густота горизонтального эрозионного расчленения — $0,4-0,8$ км /км²; глубина эрозионного вреза 200–300 м; накопление гравийно-галечно-песчаного материала в тальвегах долин; малое количество скальных выходов. Для плоскогорий (базальтовых плато) характерно площадное распространение коры выветривания; ровные слабонаклонные поверхности водораздельных пространств; ложбинно-мочажинные формы врезания вершин водотоков и каньоны в зоне транзита; широкое развитие оползневых и обвально-осыпных процессов в краевых частях плато и по бортам эрозионных долин. Для крупных речных долин характерно преобладание в разрезах пойм материала, претерпевшего длительную транспортировку и выветривание; распространение русловых пойменных и старичных фаций аллювия; значительное развитие болотных образований в низовьях рек; значительные русловые деформации; широкое развитие в низовьях рек морских отложений, озерных; болотных фаций, песчаных баров.

Сихотэ-Алинский регион включает среднегорье слабо и сильнорасчлененное. Для слаборасчлененного характерны относительно сильное проявление альтипланаии; значительное преобладание физического выветривания; преобладание курумового транзита, осовов, обвалов, осыпей, солифлюксии, морозного крипа; развитие ложковых и циркообразных форм эрозионного и нивальных процессов; большие продольные уклоны ($9-15^\circ$) в зоне транзита; густота эрозионного расчленения $0,6-1,0$ км /км², формирование крупновалунного аллювия в тальвегах. Для сильнорасчлененного среднегорья характерно отсутствие альтипланаии, узкогребневые (альпийские) формы водоразделов; заметное преобладание физического выветривания; широкое распространение гравитационных форм перемещения склонного материала; корытообразные формы эрозионного врезания водотоков низкого порядка; значительная густота эрозионного расчленения ($1-2$ км /км²); формирование крупновалунного и грубогалечного материала; накопление «горного аллювия»; значительное количество скальных выходов. Среднегорье представляет собой главный водораздел с высотами до 1800 м, отсекающий летне-муссонные влажные массы воздуха от центральных районов Приморского края с более континентальным климатом и меньшим количеством осадков (500–600 мм в год). Климатические, орографические, ландшафтные отличия регионов, степень развития в их пределах народно-хозяйственной инфраструктуры накладывают вполне определенный отпечаток на развитие экзогенных геологических процессов (ЭГП).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ (СТРОЕНИЕ)

В целом территория Приморского края поражена ЭГП (%): заболачиванием на 8, солифлюкцией — 27, осыпями — 58, наледями — 60, оврага-

ми — 14, оползнями — 12. В Ханкайском регионе из современных процессов и явлений наиболее проявились площадное выветривание (кора мощностью 50–60 м), склоновая эрозия на пологоволнистых поверхностях мелкосопочника. Осушение больших пространств, их распашка, уничтожение лесов привели к развитию интенсивного плоскостного смыва и росту оврагов. Осушение и распашка болот, ежегодное повсеместное выжигание прошлогодней стерни и травы приводят к уничтожению почвенного покрова и активному развитию эоловых процессов (участились песчаные бури). По видимому, вследствие этих же причин отчетливо активизировались пучение грунтов (вследствие чего срок службы асфальтовых покрытий в 2,5 раза короче, нежели в среднем по России) и морозобойное трещинообразование. Следует еще упомянуть карст, проявленный локально, и более широкое оползнеобразование, которым затронуты края базальтовых плато и останцы рыхлых третичных галечников на водоразделах.

В Предгорном регионе развиты те же процессы, но меньшей интенсивностью. Обвально-оползневые процессы развиваются при катастрофических явлениях (землетрясения, циклоны, ливни) на пораженных высокой трещиноватостью, слабой задернованностью, пожарами крутых склонах. Так же сильно развита склоновая эрозия и плоскостной смыв на участках с нарушенной структурой. Русловая эрозия, в основном донная, развита в водотоках низкого порядка. Заболачивание слабо проявлено, лишь на базальтовых плато отмечены мари и мелкие болота на террасах по долинам. Очень широко и интенсивно проявлены наледи, солифлюкция, пучение грунтов.

Предгорный регион был и продолжает оставаться в пределах Приморского края основным районом промышленных лесозаготовок и, как следствие — и лесных пожаров, в силу чего на нарушенных землях чрезвычайно интенсивно развиваются процессы эрозии, смыва со всеми вытекающими неблагоприятными последствиями, что видно, например, по мутности рек, которая составляет для рек региона 50–100 г/м³, в низовьях р. Раздольная — 100–200 г/м³, на восточном склоне Сихотэ-Алиня — 20 г/м³. Наблюдается увеличение числа катастрофических наводнений с пяти в 1867–1891 гг., до 16 в 1916 г. и до 36 в 1942–1967 гг. и в 1990-е годы. Главная причина — вырубка лесов.

В Сихотэ-Алинском регионе развито наибольшее число видов ЭГП. Это наиболее динамически активная часть территории Приморья, с наиболее контрастными сочетаниями ландшафтов. Это область быстрых поднятий, соседствующая с прибрежной частью побережья. До 80 % склонов с крутизной 30° и более подвержены обвалам и оползням, осыпям и осовам, поражены курумами. Оползням подвержены также края Борисовского и Шкотовского базальтовых плато, на плоской и слабонаклонной поверхности которых развиты заболачивание, термокарст. В развитых речных системах преобладает глубинная донная эрозия. В наиболее высокогорных областях, пораженных осыпями, курумами отмечены сели, среди которых преобладают грязекаменные наносоводные потоки. Они возникают вследствие прохождение тайфунов (на аэрофотоснимках иногда четко видна полоса сошедших селей по низкопорядковым водотокам, ложбинам, мелким распадкам). Селями зачастую поражены не только понижения рельефа с нарушенной почвой, но и нормальные, густо залесенные водотоки, имеющие водосборные воронки. Материал, выносимый селями, откладывается на выходе в магистральную долину в виде

конуса выноса длиной до 5–100 м и может представлять серьезную опасность для дорог, проложенных большей частью вдоль подножия склонов. Весьма распространены наледи, снежные лавины, солифлюкция и другие мерзлотные явления. Карстом поражены все массивы известняков, хотя их немного. Абразия морских берегов в настоящее время затухает, о чем свидетельствуют многочисленные обширные бенчи, пляжевые отмостки практически у всех мысов, переполнение бухт наносами, заболачивание лагун.

Воздействие ЭГП на жизнедеятельность и хозяйственную деятельность в целом по Приморскому краю по данным за 2002–2003 гг. выглядит следующим образом.

Подверглись воздействию ЭГП 14 административных районов, 90 населенных пунктов (в том числе три городских центра с населением более 100 тыс. чел., пять городов краевого подчинения с населением менее 100 тыс. чел., 14 поселков городского типа), 0,8 км железных дорог, 17,65 км автодорог с твердым покрытием, 170 км без покрытия, 8,63 км водоводов, 4,15 км ЛЭП, 7,65 км дамб, плотин, 67 км² сельхозугодий. Всего 257 хозяйственных объектов. Общий ущерб составил 506,8 млн руб. От летнего циклона пострадали 150 мостов, 1591 га сельхозугодий (Уссурийский район), 1320 га (Надеждинский район), площадь в 221 км² подверглась плоскостному смыву. В г. Владивосток отмечены микросели. Такому воздействию край подвергается ежегодно, иногда по нескольку раз в год. Бывают годы, когда проходят особенно катастрофические циклоны (типа «Джуди» в 1989 г.).

В 2004 г. пораженность территории различными ЭГП практически сохранилась на прежнем уровне. Продолжается интенсивный размыв берега р. Туманная (в 2004 г. смыто 1900 м²/км). Из 665 населенных пунктов воздействию ЭГП подверглись – 12. Наиболее значимыми видами ЭГП, оказывающими наиболее неблагоприятное воздействие на хозяйственную деятельность, являются наводнения, лесоразработка и лесные пожары, овраги, плоскостной смыв.

По эрозионной опасности земель Ханкайские равнины отнесены к 3-й зоне – умеренно опасной (интенсивность смыва 3–5 т/га в год, сплошное развитие эрозии, локальный снос всей почвы на 40–60 % площади). Овражная эрозия по степени опасности может быть отнесена к опасной и умеренно опасной (интенсивность линейного роста по 0,35–7,14 (до 70) м/год, густота расчленений 0,1–1,2 км /км². Опасность от русловых процессов практически отсутствует. По самой крупной р. Уссури – в верхнем течении интенсивность размыва берегов очень сильная – более 10 м/год, в среднем течении отмечены прорывы излучин. Степень селевой опасности оценивается как слабая, преобладают дождевые сели. Степень опасности переработки берегов водохранилищ (около 40 км) – умеренно опасная (на Артемовском водохранилище 0,2–2,1 м/год. Пораженность и среднесреднеголетняя переработка морских берегов – 47 % и 0,1 га/год (при общей протяженности 1284 км разрушено 584 км). Заболачивание – пояс слабого болотообразования умеренных широт. Карст, суффозия, подтопление, просадки оцениваются как малоопасные. Оползневая опасность на юге и севере края – как весьма опасная, на остальной территории – малоопасная.

Из эндогенных процессов в Приморье наиболее значимой является сейсмичность.

Приморский край не считается регионом с высокой сейсмической опасностью, и на всех существующих схемах сейсмического районирования [239ф] относился к территориям с интенсивностью землетрясений не выше 7 баллов, и лишь на новой карте ОСР-97 почти все Приморье, кроме юго-западной части, отнесены к 8-балльной зоне. На карте ОСР-97—Д (неофициальной) появились и 9-балльные зоны. Зону 8—9-балльных сотрясений выделил в юго-западном Приморье В. А. Абрамов. На карте ДСР-2002—В юга Дальнего Востока, составленной Б. А. Пышкиным в 2000 г., выделены 9-балльные участки в Хасанском районе, в районе городов Партизанск, Преображенье где также выделены и 10-балльные участки.

Сейсмостатистика Приморья и сопредельных районов Китая, Хабаровского края, Татарского пролива и Японского моря, насчитывает порядка 300—400 сильных ($7 < M < 9$) и слабых ($1 < M < 5$) глубокофокусных и коровых землетрясений. Параметры многих землетрясений, особенно слабых, не установлены. В среднем с 1867 г. происходили два-три землетрясения в год, но по годам различия большие. В 1918, 1940 годах произошли по пять землетрясений, в 1933 г. — восемь. В 1918 г. произошло три глубокофокусных 5—6-балльных землетрясений с $M = 6,2-7,25$, в 1940 г. — одно 6-балльное, в 1933 г. — 2—7—8-балльных, остальные слабые. Самые сильные 7—8-балльные коровые землетрясения произошли в районе оз. Ханка (1962, 1967 гг.), Партизанска (1933, 1962, 1971 гг.), Покровки (1976 г.), Барабаша (1955 г.), Артема (1950 г.). С 1976 г. в Приморье не произошло ни одного землетрясения интенсивностью более 6 баллов. В январе 1990 г. произошло 10 микроземлетрясений, феврале — 18, марте — 18, апреле — 3, мае — 1, июне — 5, июле — 4, августе — 5, в сентябре не было, октябре — 3, ноябре — 4, декабре — 4. Землетрясение 1962 г. в районе г. Партизанск при магнитуде 2,7 имело интенсивность 7—8 баллов. Из имеющегося сейсмостатистического материала следует вывод, что в Приморье не было сильных землетрясений, сейсмическая опасность умеренная, не выше 8 баллов, а по мнению Л. С. Оскорбина, не выше 7 баллов.

К настоящему времени, помимо сейсмостатистического материала, имеются данные о палеосейсмодислокациях древних (доисторических) землетрясений. Сейсмодислокации возникают, когда разрыв земной коры, зарождааясь в очаге землетрясения, выходит на земную поверхность. Сейсмодислокации представляют собой трещины в рыхлых и скальных грунтах (рвы, уступы), обвалы, оползни, осыпи, камнепады. Такие дислокации сохраняются сотни и тысячи лет. Сейсмодислокации на территории Приморья сгруппированы в три зоны: Западную (Ханкайскую), Восточную (Береговую), разделенные Центральной зоной с редкими 7—8-балльными дислокациями.

Западная (Ханкайская) зона (западная граница расположена в Китае) с востока ограничивается Приморским активизированным разломом. В ней развиты преимущественно 7—8-балльные сейсмодислокации.

Центральная зона шириной до 120 км, выклиниваясь к северу, ограничена с запада Приморским разломом, с востока — Центральным разломом. В этой зоне, в северной части Приморья развиты 7—8-балльные дислокации, а на юге, в районе Ливадийского хребта и г. Партизанск — 9—10-балльные.

Восточная зона шириной 60–100 км расположена к востоку от Центрального разлома и протягивается от Преображения до северной границы листа К-53 и далее. В ее пределах сосредоточено наибольшее количество 8–10-балльных сейсмодислокаций.

Западная зона в настоящее время заметно активизирована. Здесь произошли большинство известных глубокофокусных и коровых землетрясений. В настоящее время отмечена напряженная коровая сейсмическая деятельность слабой интенсивности, глубокофокусные землетрясения происходят почти исключительно на глубине 500–560 км. Рои слабых землетрясений прямо указывают на активные очаги. Например, Вознесенский очаг на одноименной межвпадинной перемычке отмечен примерно 20 слабыми толчками в 1989–1991 гг. (за другие годы информации нет), землетрясениями 1976 г. ($I_0 = 7$ и 3 , $H = 1 \pm 10$ км), землетрясением 1988 г. ($I_0 = 5$, $H = 5$ км), 7–8-балльными сейсмодислокациями по южному краю перемычки.

Пространственно эта зона совпадает с Бикино-Лаоэлинской, Ханкайско-Даубихинской и Южно-Приморской сейсмогенными зонами Л. С. Оскорбина. Максимально возможные магнитуды $M = 5-5,5$, при глубинах очагов 5–15 км (как и в близлежащей зоне Танлу). В этой зоне возможны землетрясения с $I_0 = 7-8$ баллов с повторяемостью в 30–50 лет.

Восточная зона в настоящее время не отличается особой активностью, глубокофокусные землетрясения с глубинами очагов 450–250 км редки, коровые – единичны, с интенсивностью 5–6 баллов и с глубинами очагов 30 км. Древняя активность была гораздо выше: отмечен ряд сейсмогенных северо-восточных и северо-западных разломов с 9–10-балльными сейсмодислокациями. Пространственно эта зона совпадает с Сихотэ-Алинской зоной Л.С.Оскорбина с $M_{\max} = 5,5$ ($H = 30$ км) и Прибрежно-Приморской с $M = 5,5$ ($H = 10$ км) и повторяемостью в 300–1000 лет. С учетом данных по палеосейсмодислокациям, при $H = 0-10$ км, $M = 6,6-7$, повторяемость – 30–50 лет. При проведении на основе вышеизложенных материалов детального сейсморайонирования появятся зоны 9–10-балльных сотрясений, но также появятся 6–7-балльные участки.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Основными видами техногенного воздействия на геологическую среду являются следующие:

- 1) промышленное и гражданское строительство;
- 2) горнодобывающая промышленность;
- 3) линейное строительство;
- 4) лесная промышленность;
- 5) сельскохозяйственное освоение территорий;
- 6) объекты Министерства обороны.

Всевозможное строительство оказывает существенное влияние на геологическую среду: изменение естественного рельефа и появление техногенных форм, разуплотнение пород, изменение режима грунтовых и подземных вод, условий их питания и разгрузки. Нарушение почвенного по-

кровя приводит к развитию оврагов, промоин, резко активизируется плоскостной смыв [183].

В результате горной добычи происходят изменения ландшафтов местности, исключение ее из землепользования под карьеры, отвалы, хвостохранилища, изменение полей напряжений и геотермальных полей, освоение и вовлечение в геохимический оборот больших количеств металлов и токсичных элементов, возникновение оползней и отвалов в карьерах и на отвалах, проседаний и провалов над подземными выработками.

Добыча полезных ископаемых весьма экологична. На добычу бурого и каменного угля, известняков, глины выдано 40 лицензий (работают 14).

Весьма серьезная проблема возникла в связи с затоплением 17 шахт и разрезов из-за их нерентабельности. Главные проблемы: выход шахтных вод на поверхность, газоотделение, провалы, воронки, мульды оседания.

Возникло 132 опасных и 147 угрожающих зон по проникновению газов, в которые попали 864 объекта хозяйственной деятельности. Откачиваемые шахтные воды, как правило, очистку не проходят и содержат многие вредные вещества и металлы в количестве до 10–185 ПДК (свинец, цинк, марганец, кадмий, хром, фенолы, нефтепродукты). Большинство шахт выделяют газы (метан, диоксид углерода, оксид углерода). Например, в настоящее время при дегазации шахты «Капитальная» (Тавричанское месторождение) в пределах горного отвода выделяется 14,6 млн м³/год метана.

В горящих отвалах (3–4 млн м³) образуются угольные пеки, сажа, бензол и другие продукты возгонки. Воздействие на горящие отвалы атмосферных осадков приводит к формированию органических веществ – основ сильнейших ядов – диоксинов.

При линейном строительстве происходит изменение условий поверхностного стока, режима подземных вод, активизация выветривания в бортах выемок, напряженного состояния скальных грунтов и нарушение устойчивости склонов, воздействие динамических нагрузок и деформация грунтов под насыпями, что приводит к перераспределению влаги, возникновению оползней, оплывин, осовов, осыпей, оврагов и промоин, подпруживанию водотоков, возникновению наледей.

Вырубки леса достигли в Приморье небывалого размаха (общий годовой объем вырубок – 7 млн м³ на площади 100 тыс. га), ведутся на обширных территориях с применением тяжелой мощной техники, с прокладкой многочисленных дорог большой протяженности, с повреждением почвенного покрова, изменением гидрогеологического режима рек (в бассейне р. Усури паводки участились в шесть раз, мутность воды возросла в несколько раз). Многочисленные ежегодные пожары (убытки достигают 35 млн рублей в год) на тысячах гектаров приводят к полному уничтожению растительности, почвенного покрова, возникновению пирогенных группировок растительности, опустыниванию ландшафтов, полной смене географического облика местности, резкой активизации процессов эрозии и денудации.

Сельскохозяйственное освоение земель в предгорных районах и горных долинах приводит к активизации эрозионных процессов на склонах крутизной до 10°: возникают овраги, промоины, плоскостной смыв. Значительный размах приобрели в 1970-х годах мелиоративные мероприятия.

При этом активно развивались эрозия почв, плоскостной смыв, подтапливание, заболачивание, оплывание, иссушение, дефляция, засоление почв.

Урбанизированные территории по интенсивности своего воздействия на природную среду, безусловно, превосходят все остальные виды (кроме горной промышленности), хотя и воздействуют локально. Помимо прямого воздействия на геологическую среду через активизацию экзогенных процессов, существенное влияние вся хозяйственная деятельность населения Приморья оказывает на атмо- и гидросферу. В период всеобщей разрухи, в 1991–2001 гг. выбросы в атмосферу сократились на 43–44 %, но уже с 2001 г. начался рост. Основную долю в выбросах в атмосферу составляют предприятия электроэнергетики – 60,2 %, мелкие котельные – 12,3 %, транспорт – 4,4 %, предприятия МО – 5,6 %, строительная индустрия – 3,8 %. Увеличился уровень загрязнения воздуха бензопиреном, пылью, соединениями азота. Можно привести примеры.

Установлено, что только Партизанская ГРЭС при сжигании угля способна выбросить в течение года (с учетом того, что определенная часть улавливается) на г. Партизанск: ртути – 0,2 т, ванадия – 4 т, хрома – 7 т, мышьяка – 4 т, фтора – 20 т. Добавив сюда многочисленные котельные, дымовые трубы жилого фонда, горящие отвалы, можно представить истинную картину загрязнения. Воздействие на природную среду заводов, фабрик (механических, известковых, бутощебеночных, асфальтовых) весьма ощутимое. Например, по данным Комитета по охране природы г. Партизанск, эти объекты поставляют (т/год): твердых отходов – 1585, жидких и газообразных – 4046 (в том числе: сернистый ангидрид – 548, окись углерода – 1712, азота – 1785). Со сточными водами г. Партизанск ежегодно, по приблизительному подсчету, в среду сбрасывается 121 т вредных соединений, в том числе: нефтепродуктов – 5,8, нитратов – 14,4, жиров, масел – 8,0, фтористых соединений – 3, азота общего – 36,8, аммонийного – 33,0, прочих – 15. По данным комитета по охране окружающей среды Партизанского района, промышленные предприятия района ежегодно «поставляют» 315 тыс. т золы, 1,7 тыс. т жидких и газообразных веществ (Госгеолкарта, лист К-53-VIII).

Помимо специальных свалок, утвержденных местными органами власти, повсеместно разбросаны тысячи мелких разовых несанкционированных свалок в самых неожиданных местах: вдоль улиц, в водосточных канавах, на околицах сел, в карьерах, речных протоках. Свалки зачастую используются и как скотомогильники для мелких животных. Разовые свалки состоят из бытовых отходов, отходов больниц, мертвых животных. Количество складов хранения минеральных удобрений и продуктов сельхозхимии, по сравнению с советским временем резко сократилось, улучшились условия их хранения. Фермы домашнего скота и зверофермы как источники загрязнения в настоящее время почти исчезли и серьезной опасности не представляют. В то же время значительно выросло поголовье скота в частных хозяйствах. В 2004–2006 гг. в связи с эпизоотией ящура и угрозой птичьего гриппа появилось большое количество скотомогильников.

Качественный состав подземных вод обусловлен естественными и антропогенными условиями. Воды в основном гидрокарбонатные, смешанные по катионам, мягкие, пресные. Имеют отклонение по содержанию микрокомпонентов.

1. Отклонение по содержанию железа до 5–8 мг/дм³ имеют 50 водозаборов и 60 месторождений, марганцу — до 2,5 мг/дм³.

2. Очаги загрязнения нефтепродуктами, СПАВ и фенолами отмечены по р. Партизанская.

Антропогенная нагрузка также велика.

1. Водозаборы с крайне высокой антропогенной нагрузкой (более 100 раз) — Южное Приморье.

2. Водозаборы с высокой антропогенной нагрузкой (более 10 раз) — бассейны рек Раздольная, Партизанская, Шкотовка, Артемовка.

3. Водозаборы с умеренной антропогенной нагрузкой (более двух раз) — р. Усури, Хасанский район.

Все эти факторы оказывают самое непосредственное влияние на качество вод, в первую очередь используемых для питьевых целей. В 2002 г. существовало 20 очагов загрязнения подземных вод, в том числе: четыре — чрезвычайно опасных (Be + Hg), 1 — высокоопасных (Al, As, Pb, Cd), 59 — опасных (Fe, Mn), 16 — умеренно опасных (высокоминерализованные воды). В 2004 г. таких очагов стало 271 (в 2003 г. — 195 по В. И. Шерстобитову, 2004 г.), в том числе: четыре — чрезвычайно опасных, 80 — высокоопасных, 146 — опасных, 51 — умеренно опасных. Большинство из них (209) природные, по площади более 100 км². Выявлено 58 очагов техногенного воздействия, из них 24 связаны с деятельностью промышленных предприятий. В крае остро стоит вопрос о нехватке питьевых вод. При текущей потребности в крае — 942 тыс. м³/сут во Владивостоке в 2003 г. забрано 428,3 тыс. м³/сут, потери 114,5 тыс. м³/сут, дефицит — 187 тыс. м³/сут.

Большинство городов края снабжаются поверхностными водами низкого качества, а мелкие населенные пункты — подземными водами из скважин, частично имеющими отклонение в качестве по отдельным показателям. В крае нет продуманной системы мер по предохранению подземных, поверхностных вод от загрязнения и по улучшению качества. Наиболее обычные загрязнители: аммонийный азот, железо, марганец, алюминий, бериллий, кадмий, свинец, цинк, фосфаты, фенолы, нефтепродукты. По р. Раздольная из Китая поступают пестициды (до 40–50 ПДК).

Положение усугубляется также тем, что природная вода, очищенная и подаваемая населению, по пути, в водопроводах вновь загрязняется (49,7 % проб не соответствуют гигиеническим нормам, а микробиологическим — 20,9 %).

В 1998 г. были отмечены девять эпидемических вспышек (Находка, Кировское, Арсеньев, Октябрьский, Чугуевский, Лазовский районы). В крае с 1999 г. действует региональная программа «Обеспечение населения Приморского края питьевой водой», которая представляет собой комплекс взаимозавязанных мероприятий технического, организационного и финансового направлений по бесперебойному обеспечению населения края питьевой водой нормативного качества.

Первый этап программы (1999–2000 гг.) включал мероприятия по экономии питьевой воды, улучшению ее качества и соответствия гигиеническим нормативам, соблюдению режимов зон санитарной охраны.

Второй этап (2001–2005 гг.) предусматривал расширение работ по восстановлению, реконструкции и строительству систем водоснабжения, расширение использования подземных вод.

Третий этап (2006–2010 гг.) предусматривает завершение наиболее капиталоемких мероприятий с целью коренного улучшения водоснабжения в крае.

Высока экологическая опасность от объектов Министерства обороны стала проясняться лишь в последние 10–15 лет, в связи со снятием грифа секретности с многих «дел» военных и их «ухода» с обширных закрытых территорий.

Установлены следующие виды потенциально опасных военных объектов (обследование):

1) ядерно-радиационно опасные: атомные подводные лодки (АПЛ), АПЛ отстоя с ядерным отработанным топливом (ЯОТ), хранилища свежего ЯТ и ЯОТ, хранилища ЖРО и ТРО, места захоронения РО;

2) химическо опасные: хранилища (склады) химических веществ, хранилища (склады) БХВ, места захоронения и уничтожения БХВ, хранилища (склады) компонентов ракетного топлива (КРТ), хранилища ГСМ и других средств емкостью более 50 тыс. т;

3) взрыво- и пожароопасные: хранилища (склады) боеприпасов, ГСМ, ВВТ, энергоносители в оболочках.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ

Эколого-геохимическая обстановка на территории Приморья складывается из природных геохимических аномалий и техногенных очагов загрязнения.

На территории Приморья имеются многочисленные интразональные ореолы и потоки рассеяния тяжелых металлов и других элементов вокруг проявлений и месторождений полезных ископаемых. Как правило, ореолы на крупных месторождениях, ввиду их разработки, являются природно-техногенными, по интенсивности и контрастности во много раз превосходящими природные.

Согласно этому, выделены крупные эколого-геохимические зоны: *I* – Уссурийская (природно-техногенная), охватывающая западные части Приморья и бассейн оз. Ханка с экологически неблагоприятными территориями – Ханкайская подзона (As, Tl, Mn, Co, Ni); *II* – Сихотэ-Алинская (техногенно-природная), охватывающая восточную часть Приморья, до Преображенья, с экологически неблагоприятными территориями – 2 – Верхнее-Уссурийский район (As, Pb, Mn, Zn, Ni); 3 – Ольгинский район (As, Zn, Pb, Be, Sr, Mn); *III* – Южно-Приморская (существенно техногенная), охватывающая Южное Приморье (As, F, Sn, Pb, Zn, Ni, Cd, B, Cu).

На схеме аномалии показаны в виде величины суммарного показателя загрязнения (СПЗ, при расчете которого использованы величины предельно-допустимых концентраций (ПДК); ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК) и кларков (по А. П. Виноградову). Химических элементов (%): Hg – 0,00021, Cd – 0,00005, Tl – 0,0001, Hb – 0,0032, As – 0,0002, F – 0,0238, Zn – 0,0055, Co – 0,0018, Sb – 0,0004, Cu – 0,0033, Ni – 0,002, Sn – 0,0131, Mn – 0,15, Be – 0,0002, B – 0,00383. Оценка степени химического загрязнения почв, донных осадков, водоемов на исходной экологи-

ческой карте Приморья приведена в следующих градациях: удовлетворительная (СПЗ < 8), допустимая (СПЗ = 8–16), напряженная (более 64). На прилагаемой схеме выделены ореолы в несколько иной градации: до 16 СПЗ, 17–32 и более 32. Градация 8 СПЗ и менее на схеме не показана. Дело в том, что экологическая карта издана в 2002 г., строилась в 1999–2000 гг. по материалам в основном до 1994 г. За прошедшие 10–12 лет экологическая обстановка в крае, в силу почти полного прекращения с 1991 г. хозяйственной деятельности, значительно улучшилась, многие аномалии и ореолы сократились по площади и интенсивности или вовсе исчезли.

Значительно сократили свое воздействие на природную среду крупные приморские горнодобывающие предприятия, закрылись шахты (но открылись угледобывающие карьеры) исчезло мелиоративное сельское хозяйство, значительно сократилось поголовье скота, исчезла отрасль звероводства, в сельском хозяйстве значительно сократилось применение удобрений, гербицидов. За 1991–1994 гг. выбросы в атмосферу сократились на 43,4 %.

В то же время значительно возросла экологическая нагрузка на гидросферу. В 2004 г. число очагов загрязнения вод возросло со 195 (2003 г.) до 271, из которых 59 – техногенного воздействия. Из природных загрязнителей отмечены Be, Hg, Al, Pb, Si, Fe, Mn, из антропогенных – NH₄, фенолы, фосфаты, нефтепродукты, СПАВ или даже ДДД и ДДЕ. В последние годы в крае (в связи с освоением источников минеральных вод и выполнением полных химических и радиологических анализов при лицензировании источников хозяйственно-питьевого водоснабжения) стали выявляться радоновые источники (минеральные воды Чистоводнинской и Амгинской групп). Еще с советских времен известно (хотя карты утеряны) большое число природных радиоактивных аномалий с интенсивностью чаще всего до 50–250 мкР/ч. Известны аномалии до 2550–3200 мкР/ч в угольных шахтах Партизанска, но они на поверхности не проявлены.

В целом обстановку в крае с загрязнением тяжелыми металлами и химическими элементами следует признать на ряде участков напряженной, на большей части территории Приморского края удовлетворительной, а в северо-восточной части – даже благоприятной.

Благоприятная обстановка распространена на большей части Сихотэ-Алиня, где расположены труднодоступные горные массивы, основная часть первичных лесов, к вырубке которых только приступают, основная масса рек и водотоков не загрязнена, редкие небольшие по площади ореолы тяжелых металлов и химических элементов с интенсивностью до 8 СПЗ. Здесь находятся наиболее крупные заповедники Приморья: Лазовский природный им. Л. Г. Капранова, заказники: «Васильковский», «Березовый». Несмотря на высокую сейсмическую опасность, довольно активные ЭГП, частые высокие наводнения, обстановка для проживания, жизнедеятельности довольно благоприятная благодаря экологической чистоте района. Вместе с тем природная среда в ландшафтах такого типа очень хрупка и основана на стабилизирующей роли тайги. Массовые вырубки леса неизбежно подорвут стабильность и запустят механизм активизации ЭГП, разрушения экосистем. В силу того, что в горных районах единственно пригодными для освоения являются днища речных долин и в меньшей степени нижние части склонов, последствия от развития экологической обстановки по такому сценарию становятся неприемлемыми.

Удовлетворительная экологическая обстановка распространена преимущественно в центральной части Приморского края. Эта зона предгорий всегда была буфером между обжитыми районами и нетронутым Сихотэ-Алинем. Основные промышленные рубки прошли в 1930–1950-е годы, но сейчас дорубается то, что оставалось в целиках, и молодой подрост. Редкие деревни и поля вокруг них вкраплены в массивы по сути дела вторичных лесов, во многих местах, поврежденных пожарами. Поскольку хозяйственная деятельность сократилась, нагрузка на среду в этих районах снизилась, и природа получила небольшой шанс на восстановление.

Напряженная обстановка сложилась в местах с наибольшим сосредоточением промышленности и населения. Это преимущественно западный и южный районы края, а также отдельные «пятна» среди других зон. Для этих районов характерны в первую очередь высокая степень техногенного загрязнения почв, подземных вод, почти полностью сменившаяся растительность, развитие ЭГП, особенно те, что связаны с наводнениями. Особенно характерно, что ежегодные 60–70 млн т твердых отходов (только учтенных), несколько миллионов кубометров жидких сточных вод оседают на территориях этих районов. В крае отсутствуют полигоны по захоронению ТБО, нет очистных систем, даже в краевом центре – Владивостоке. Практически полное отсутствие лесов на голых сопках является причиной частых сокрушительных наводнений. В этих же районах находится большинство открытых разработок угля, создающих на обширных пространствах техногенный безжизненный рельеф, так как рекультивация большей частью не проводится [15].

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ АКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Акватория листа включает в себя шельфовую и глубоководную зоны. Наиболее проблемной в экологическом плане является зона шельфа.

В планетарном масштабе прибрежно-шельфовая зона испытывает наиболее сильное и потому неблагоприятное антропогенное воздействие. Это связано с тем, что 80 % населенных пунктов расположены на побережье, а прибрежная зона моря характеризуется наиболее интенсивным движением судов, разработкой месторождений, рыболовством и марикультурой, военными учениями и другими видами человеческой деятельности. Все это в значительной степени характерно для прибрежно-шельфовой зоны Приморья, особенно для залива Петра Великого.

В «Долговременной программе охраны природы и рационального использования природных ресурсов Приморского края до 2005 г.» (1993 г.), разработанной ДВО РАН, говорится: «на фоне изучений экологической ситуации в глобальном плане достаточно серьезно выглядят и сдвиги в экологическом равновесии Приморского края. Диспропорция в развитии отдельных отраслей, отсутствие комплексности и перспективности подходов, надвигающиеся топливно-энергетический и экологический кризисы все более дают о себе знать. Неравномерность хозяйственного освоения и сосредоточение антропогенного пресса на отдельных участках региона способствуют созданию так называемых «зон экологического неблагополучия».

Это также подтверждается данными из Государственных докладов за 1990-е годы, где приводятся следующие факты: «Из водных объектов региона в значительной степени загрязнен залив Петра Великого, в который сбрасывают ежегодно 100 млн м³ сточных вод, из которых лишь 10 % проходят очистку. В Приморском крае не решена проблема обезвреживания и безопасного захоронения токсичных, в том числе радиоактивных, отходов, образующихся на предприятиях Минобороны. У пирсов Приморья скопилось 42 списанные атомные подводные лодки, нуждающиеся в утилизации. К регионам с наибольшим загрязнением почв пестицидами относятся северный Кавказ, Приморский край и Центрально-Черноземная область. Возросли площади загрязнения почв в Приморском крае (в 1,3 раза)».

Основное загрязнение связано с поступлением в морскую среду органических загрязнителей.

Это ведет к заиливанию донных ландшафтов и вытеснению песчано-любивых форм биоты илолюбивыми [49]. В отношении промысловых видов такой литологический сдвиг сказывается в деградации популяций гребешка и других гидробионтов.

Гидрохимическая обстановка акватории залива Петра Великого имеет свои отличительные особенности. В заливе Посыета наибольшие концентрации поллютантов зафиксированы по детергентам – 868 мкг/л (8,7 ПДК) в открытой части залива, на втором месте нефтепродукты – 6 ПДК, причем такое же значение установлено не только на поверхности моря, но и на глубине 30 м. Заметно меньшие значения установлены по фенолам – до 3 ПДК в бух. Троицы, по меди – до 1,5 ПДК в бух. Экспедиции, по ртути – до 1,4 ПДК и цинку – до 1,1 ПДК в той же бух. Экспедиции. Каждый из этих загрязнителей фиксируется лишь несколькими станциями, но в целом оказывается, что каждая станция характеризуется присутствием того или иного поллютанта. Исключение составляют пестициды, которые установлены в каждой из станций с содержаниями от 1,3 до 7,9 нг/л.

Залив Амурский имеет гораздо более сложную картину загрязнения: гидрохимическая аномалия с суммарным 2,5–5 ПДК свидетельствует о многокомпонентном загрязнении, которое охватывает всю акваторию [278].

При этом внутри этой обширной аномалии существуют локальные, со значениями 5–10 ПДК и общей площадью более 50 км², от 10 до 25 ПДК с общей площадью менее 10 км², аномалии со значением более 25 ПДК общей площадью 5–7 км². Аномалии по свинцу и меди охватывали до 40 % площади залива, а по кадмию – до 90 %.

Из всех поллютантов преобладают нефтепродукты. Еще в 1970-е годы неоднократно фиксировались случаи, когда их концентрация превышала 100 и даже 1000 ПДК. В дальнейшем в результате проведения водоохраных мероприятий в соответствии с требованиями Международной конвенции MARPOL наблюдалось снижение концентрации данного поллютанта. Однако наблюдения ДВНИ ГМИ показали, что и в 1990-е годы обстановка была далекой от благополучия: среднегодовое содержание по зал. Амурский составляло 1 ПДК, максимальное 2–25 ПДК. Самыми загрязненными участками являются бухты Золотой Рог и Диомид, пролив Босфор Восточный, где нефтяная пленка держится постоянно (в бух. Золотой Рог она покрывает от 40 до 100 % площади), а концентрации НП достигают 40 ПДК.

По фенолам за более чем 30-летний цикл наблюдений также фиксировалось постоянное превышение ПДК: в 70-е годы до 38 раз, в 90-е годы до 15 раз.

По детергентам наблюдается снижение концентраций: в 70-е годы среднее содержание колебалось в пределах 1,5–5 ПДК, в 90-е – ниже 1 ПДК при максимуме до 2,7 ПДК. Исключение составляет узкая прибрежная полоса у восточного берега бух. Золотой Рог с содержанием 1,5 – 2,5 ПДК.

Заметное отклонение от общей тенденции снижения содержаний основных поллютантов имеют металлы: в 1998 г. среднегодовое содержание меди составляло 3,3–4,2 ПДК, железа 2–4 ПДК, кадмия 1,5–3,2 ПДК, цинка 2,5–3 ПДК при максимуме 25 ПДК, особо отметим ртуть – 8–11 ПДК при максимуме 57 ПДК.

Средние концентрации отдельных пестицидов колеблются от 0,2 до 4,6 нг/л при максимальном значении 100 нг/л. Комплексная оценка качества морских вод залива (Обзор..., 1998) по сумме четырех наиболее высоких значений токсичных веществ – индексу загрязненности вод (ИЗВ) в 90-е годы колебалась в заливе от 2,1 до 2,53 (бух. Золотой Рог – 2,09–2,72). Другая оценка (Шлыков и др., 1995), проведенная по суммарному показателю загрязнения (СПЗ) по пяти элементам (Pb, Cd, Zn, Cu, Ag), показала изменения от 25 до 427 у. ед. с максимумом до 2080 (ПДК суммарное – 52).

Уссурийский залив имеет такие гидрохимические показатели вод: по НП во все годы наблюдений в той или иной части этого залива фиксировалось превышение ПДК, в 70-е годы – в 1–8 раз. Та же особенность отмечалась для фенолов, детергентов и пестицидов. По растворенным формам тяжелых металлов аномалии покрывали площадь на 53 % (Pb) – 77 % (Cu, Cd, Ag), а по взвешенным даже больше: от 65 % (Pb) до 100 % (Zn). При этом СПЗ колеблется в очень широких пределах: от 33 до 2500 (60 ПДК суммарное). При этом СПЗ от 200 до 400 занимает 55–60 % площади этого залива. Заметно выделяется высокоаномальная зона, которая протягивается от бух. Горностай, где располагается свалка г. Владивосток, в восточном направлении со значениями СПЗ от 2500 до 397 ПДК (место свалки) до 397 ПДК у мыса Красный (восточный берег, у горы Большой Камень). В южном направлении к о-ву Русский СПЗ понижается до 354 (около 10 ПДК). По значению СПЗ данный залив имеет уровень загрязнения, меняющийся от среднего до сильного [278].

В Уссурийском заливе отмечается загрязнение морской воды радионуклидами, что связано со сбросами жидких радиоактивных отходов (ЖРО) с завода «Звезда» в бух. Большой Камень. Шлейф загрязнения прослеживается из этой бухты в западном направлении на 4–6 км с превышением природного фона на 10–30 %.

В заливе Стрелок преобладающим загрязнителем являются фенолы (до 7 ПДК в бух. Сысоева). На таком фоне слабое загрязнение другими компонентами (НП до 1,7 ПДК, Hg до 1,1 ПДК) имеет очаговый характер. Особо отметим распространение радионуклидов в воде, что объясняется произошедшей в бух. Чажма радиационной аварией (взрыв атомного реактора на подводной лодке) в 1985 г. В целом по заливу Стрелок снижение уровня радиации до природного фона произошло через 1,5 месяца после аварии. В бух. Чажма концентрация кобальта-60 (Бк/л) снизилась с 8,1 до 1,9, цезия-137 с 27,0 до 1,7 к 1994 г.

В заливе Восток динамику загрязнения вод можно проследить по наблюдениям 1991–2001 гг. Во всем цикле наблюдений наиболее тревожным был 1999 г., когда залив подвергался масштабному загрязнению такими поллютантами как фенолы (загрязнение охватывало 100 % площади, содержания достигли 19 ПДК), детергенты (соответственно 100 %, до 4,1 ПДК) и НП (67 %, до 3,9 ПДК). Заметным был рост загрязнения по ртути (до 3,3 ПДК) и особенно по цинку (в среднем концентрация возросла в 11,2 раза, достигая 2,6 ПДК). Для объективности отметим, что к 2001 г. наблюдалось снижение среднего уровня загрязнения по всем показателям. Этот факт не дает повода для излишнего оптимизма, ибо подобное уже случалось в прошлые периоды наблюдений. В целом по заливу наблюдается пульсирующая закономерность в общем процессе загрязнения, когда за пиком следует спад в концентрациях поллютантов.

В заливе Находка также наблюдается неравномерность в концентрациях поллютантов по годам, но все же четко выражен пик загрязнения, приуроченный к началу 1990-х годов. Экстремально высокое загрязнение детергентами (640–910 ПДК) было установлено в 1991 г. в бух. Тунсук и юго-западной части залива. Масштабное загрязнение было выявлено также по нефтепродуктам (в 1990 г. до 11,6 ПДК, в 2001 г. до 16,5 ПДК), фенолам и железу (в 1990 г. – до 10 ПДК).

Геохимическая обстановка на шельфе во многом обусловлена особенностями гидродинамики, седиментации и объемов поступления поллютантов с побережья, а также с плавсредств.

В заливе Посьета наиболее неблагоприятное положение связано с загрязнением донных грунтов НП. Площадные аномалии больше всего представлены на открытом шельфе, где значения Кс (коэффициента концентрации) составляют 3–17. Локальные аномалии представлены в бухтах: Троицы (Кс до 22), Экспедиции (5–7) и Новгородской (2–13).

Пестициды на большей части открытого шельфа имеют уровень 1–2 нг/г, а больше всего их в локальной аномалии в бух. Экспедиции – до 68 нг/г, что мы связываем с привнесом этих поллютантов реками, в устьях которых значения еще выше: до 278 нг/г в р. Гладкая.

Тяжелые металлы на открытом шельфе образуют низкоаномальные зоны с Кс – от 2 до 3, а самые высокие аномалии обнаружены в б. Троицы: по никелю (Кс до 5) и хрому (Кс до 7). По сумме содержаний металлов (Pb, Co, Hg, Cd, Zn, Si, Ni, Cr) выделяется бух. Экспедиции (Наумов и др., 1995).

В Амурском заливе почти все дно занимает комплексная аномалия, в которой широкий спектр элементов имеет Кс 1,5 (Шлыков и другие, 1995). Площади аномалий по отдельным элементам изменяются от 35 % (Pb) до 94 % (Ni). Внутри этой обширной аномалии выделяется высокоаномальная зона (25 % площади), которая относит залив по степени загрязнения к сильному и очень сильному уровню. Наиболее сильно загрязнена центральная часть залива с некоторым смещением к западу, что согласуется с преобладающими здесь циркуляционными течениями, перераспределяющими главным образом сорбированные формы элементов, ассоциирующиеся со взвесями. Восточная часть шельфа «контролируется» сбросами Владивостока, формирующими здесь узкие вдольбереговые высокоаномальные зоны. Среди элементов своими концентрациями выделяются свинец (до 100 г/т, мышьяк до 4 г/т),

никель (до 70 г/т), кобальт (до 90 г/т), магний (до 840 г/т). Рассчитанный по восьми элементам СПЗ ср. по этому заливу составляет 40 ед. и в 1,5 раза превышает аналогичный показатель по Уссурийскому заливу.

В Уссурийском заливе также выделяется комплексная низкоаномальная зона с суммарным Кс > 1,5. По отдельным элементам площади аномалий изменяются от 12 % (Ni) до 65 % (Cd). Среднее значение суммарного СПЗ по восьми элементам равно 58. Внутри этой аномалии выделяются зоны с очень высокими концентрациями, особенно у бух. Горноста́й (свалка г. Владивосток) – Pb (100 г/т), Cd (21 г/т), Ag (260 г/т) и у бух. Большой Камень – Pb (100 г/т).

В центре залива выделяется локальная аномалия по магнию (700 г/т), а в вершине (бух. Муравьиная) по кобальту (40 г/т). В целом площади с очень сильным и чрезвычайно сильным уровнем загрязнения занимают 3 % его шельфа, с сильным и более высоким уровнем – 50 %.

В заливе Стрелок низкоаномальная зона НП охватывает 90 % площади шельфа. В ней выделяются зоны со средними и высокими значениями. Последние занимают 20–25 % площади. Максимум с Кс до 88 приурочен к бух. Абрек, где базируется военный флот и куда впадает р. Промысловка. В устье последней Кс составляет 1700. Пестициды образуют две аномалии в районах островов Путятин и Аскольд со значениями 5–15 нг/г. Тяжелые металлы образуют комплексную аномалию в северо-западной части залива. Здесь Кс по ртути достигают 16 (бух. Чажма), по меди 65 (бух. Абрек), по цинку 10 (бух. Абрек), по кобальту и по свинцу 8 (бух. Конюшкова). Все эти концентрации связаны с военными объектами.

Исследованиями 1992 г. [201] в бух. Чажма была установлена остаточная высокая радиоактивность донных грунтов на месте аварии от 20 000 до 117 000 мкР/ч. По данным 1986 г., радиоактивность донных грунтов (песчанистые алевриты) в среднем превышала природный фон в 6,3 раза. Для сравнения укажем, что превышение фона на побережье в почвах составило 48 раз. На траектории радиоактивного следа, протянувшегося от этой бухты на северо-запад через весь п-ов Дунай, радиоактивность в почво-грунтах колебалась в пределах 2–70 кБк/кг, что отвечает соответственно превышению фона в 3–90 раз.

Наблюдения за динамикой течений в бух. Чажма позволили установить вынос радионуклидов в заливе Стрелок, но каких-либо заметных превышений фона в донных грунтах последнего не зафиксировано.

Залив Восток отличается отсутствием обширных площадных аномалий. Локальная высокоаномальная зона НП (Кс – 24) отмечается лишь в бух. Гайдамак и на выходе из нее, что связано с базированием рыболовных судов. Пестициды присутствуют на шельфе в концентрациях 1–3 нг/г.

Залив Находка характеризуется наличием комплексной аномалии, охватывающей большую часть шельфа. В ней выделяются высокоаномальные участки, охватывающие северную и северо-западную части залива. Наиболее загрязненной является бух. Находка, в которой НП пропитывают илы на глубину до 0,7 м, а Кс достигает 574. Здесь же фиксируются максимальные значения по целому ряду металлов: ртути (Кс = 74), меди (Кс = 30), цинку (Кс = 24), свинцу (Кс = 22), хромю (Кс = 7). Пространственное размещение концентраций описываемой группы металлов пока-

зывает, что в их общей аномалии есть четко выраженное ядро, локализованное в кутовой части бух. Находка.

Наличие этого ядра обусловлено, по нашему мнению, тремя причинами: 1) гальваностоками трех расположенных на берегах бухты судоремзаводов; 2) зачисткой судовых корпусов, от которых старая краска с металлами попадает в морскую среду; 3) сбросом основной части промышленно-бытовых стоков в бухту, о чем свидетельствуют высокие концентрации поллютантов в воде и донных осадках водотока, впадающего в бухту.

Еще одна аномалия НП установлена в бух. Новицкого и связана с функционированием здесь нефтепорта. Пестициды распределяются в основном в концентрациях до 20 нг/г, но локальная высокоаномальная зона с уровнем до 55 нг/г установлена в бух. Козьмино.

Нарушения литосферы многообразны. На побережье они связаны в основном с преобразованием природных ландшафтов путем техногенной планировки рельефа при строительстве населенных пунктов, сельскохозяйственным освоением земель, прокладкой дорог и других коммуникаций. Все это показано с большой степенью генерализации, однако отмечены такие очень характерные детали, как присутствие целого ряда опасных техногенных объектов (базы атомных подводных лодок, надводных кораблей и танкеров с хранящимися в них радиоактивными отходами, военные ремонтные базы, нефтебазы, ж/д узлы и т. д.), могильника захоронения с конца 1960-х годов радиоактивных отходов (п-ов Дунай — западная часть залива Стрелок), место взрыва боеприпасов в 1992 г. на п-ове Муравьева-Амурского на северной окраине г. Владивосток, с которым связана высокоаномальная зона по широкому спектру элементов (мышьяк, ртуть, фтор, кадмий, кобальт, барий, литий, стронций, цирконий и германий).

На шельфе все нарушения ландшафтов связаны с широким комплексом техногенных воздействий. Среди них особенно выделяются дноуглубительные работы, связанные со строительством портов и защитой их заносимости песчано-илистыми грунтами. Только в заливе Находка объем таких работ за последние 20 лет составил 12 млн м³ грунтов. При этом мощность снимаемого грунта местами достигала 10 м. Вполне понятно, что при этом полностью уничтожались донные биоценозы, а рельеф и геологическое строение дна менялись кардинальным образом. Здесь же заметим, что донные грунты снимались также с целью ликвидации радиоактивного загрязнения грунтов в бух. Чахма.

Заметное воздействие на дно оказывают также траление судами при рыбной ловле и якорные стоянки кораблей. Особенно выделены на карте места проведения военных учений (бомбометаний, ракетных стрельб, захоронений устаревших боеприпасов и т. д.). И в настоящее время в береговой зоне периодически обнаруживают боеприпасы (последний случай — обнаружение подводной мины в рекреационной зоне залива Находка в августе 2003 г.). Однако этим характерен не только залив Петра Великого. Северо-восточнее в бух. Три Озера, на дне, по данным Б. В. Преображенского, обнаружены авиабомбы.

Наряду с выработанными искусственными формами подводного рельефа выделяются и аккумулятивные. Среди них упомянем зоны дампинга (санкционированного захоронения строительных грунтов и твердых отхо-

дов) и свалок мусора, а также брошенные и утонувшие суда, уродующие облик побережья. Последние являются своеобразными «ядрами» аккумуляции песчано-илистого материала, который загрязняется при коррозионном разрушении корпусов тяжелыми металлами и НП.

Таких свалок старых судов особенно много в заливе Петра Великого: бух. Новик (о-в Русский), пролив Стрелок, бух. Озеро Второе (залив Находка). Севернее они имеют место в бух. Ольга и заливе Владимир (брошенная база атомных подводных лодок).

Отдельно выделены на схеме глубоководные районы захоронения в Японском море жидких и твердых радиоактивных отходов. Анализ пространственного расположения и конфигураций этих районов показывает, что выделялись они формально, исходя из геометрических представлений и спорного тезиса безопасности захоронения поллютантов на больших глубинах моря.

При этом совершенно не учитывались геоморфологические и седиментационные условия этого сектора моря.

Отсюда получалось, что используемые районы включали подводные возвышенности, характеризующиеся процессами активного размыва, а значит никоим образом не пригодные для захоронения ТРО.

Описанное выше экологическое состояние гидросферы и литосферы отразилось соответствующим образом на биоте. Наиболее детально ее состояние изучено в Амурском и Уссурийском заливах [278], где в приустьевой зоне, а также в устьях водотоков были изучены на содержание концентрации целого ряда элементов (Pb, Cd, Zn, Cu, Co, Ni, Mn, Ag) морские и речные водоросли, а также тростники. Анализ проб показал, что СПЗ в растениях изменялся от 0–5 до 200–740 ед. Меньшие значения приурочены к южным участкам заливов, хотя и здесь, в заливе Славянка и у бух. Подъяпольского (п-ов Дунай) СПЗ составлял 20–50 ед. Более высокие значения (50–200 ед.) встречаются в вершинах заливов, а максимумы (200–740 ед.) – в бух. Мелководная (залив Амурский) и бух. Горностаи (залив Уссурийский).

В заливе Стрелок в 1986 г. радиоактивность в растениях превышала фон в 92 раза. Так, например, в листьях дуба она колебалась от 1,5 до 700 кБк/кг, превышая фон в 8–3800 раз. Обследование водорослей эостера показало уровень 7–11 кБк/кг, креветок – 56–85 Бк/кг, гребешка – 56–440 кБк/кг, морских звезд – 80–111 кБк/кг. Отсюда видно, что морская флора и фауна пострадали меньше, но и здесь наблюдалось превышение фона.

В заливе Находка в 1990 г. изучалось состояние тест-животных (тихоокеанская мидия и морской еж) на различных стадиях развития. Исследования показали, что еще на ранней стадии развития мидий во всех пробах зародышей отмечалось нарушение хода раннего эмбриогенеза и широкое распространение паразитов. Наибольшее количество аномалии (до 90 %) было установлено у особей в вершине залива, где наблюдается массовый сброс неочищенных бытовых стоков. У морских ежей в бух. Врангеля аномалии отмечались в 26 % проб. Наряду с этим на локальных участках шельфа обнаруживалась массовая гибель бентосных животных (бухты Находка, Новицкого, Озеро Второе и ряд открытых участков) и сероводородное заражение дна.

Исходя из широкого комплекса данных и геосистемного подхода, проведена оценка эколого-геологической обстановки и соответствующее райо-

нирование описываемого сектора Японского моря. При этом мы использовали рекомендации Инструкции 1995 г.

В соответствии с этими принятыми нормативными документами исследуемый сектор разбит на пять участков со следующими оценками обстановки:

1. **Благоприятная** — охватывает глубоководную часть площади и шельфовую зону от мыса Поворотный до бух. Ольга (исключая локальные участки — бух. Ольга, залив Владимира, бух. Три Озера), т. к. характеризуется в целом слабым антропогенным воздействием.

2. **Удовлетворительная** — занимает большую часть заливов Посьета, Восток и восточную часть залива Стрелок (исключая бух. Павловского) и характеризуется лишь периодическими превышениями ПДК.

3. **Напряженная** — включает многие бухты, где обнаруживается постоянное присутствие одного или целого ряда поллютантов с концентрациями выше ПДК (временами с уровнем высокого загрязнения): Экспедиции, Троицы, Славянка, Гайдамак, Три Озера, Ольга, Владимира, южная часть заливов Уссурийский, Находка.

4. **Кризисная** — характеризуется частым загрязнением воды на уровне высокого загрязнения, загрязнением донных грунтов с Кс от 10 до 100, наличием значительных концентраций поллютантов в биоте, включает южную часть залива Амурский, северную половину Уссурийского залива, северо-западную часть залива Стрелок и северную часть залива Находка, включая бух. Озеро Второе.

5. **Критическая** — характеризуется постоянным загрязнением воды на уровне высокого и экстремально высокого загрязнения, загрязнением донных грунтов с Кс более 100, наличием повсеместной зараженности биоты болезнетворными бактериями, вирусами и повсеместными аномалиями развития, охватывает северную половину залива Амурского, часть бухт Уссурийского залива (Горноста́й, Большо́й Камень), бухты залива Стрелок (Чажма, Абрек), бух. Находка [48, 65, 99, 100, 109].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Территория Приморского края в рамках листа К-(52), 53 характеризуется высокой степенью геологической изученности и значительными прогнозными ресурсами разнообразных полезных ископаемых, что позволяет планировать существенное расширение минерально-сырьевой базы.

По свинцу, цинку и олову основные перспективы связываются с Ольгинским рудным районом, где выявлены и частично разведаны жильные оловянно-полиметаллические с высоким содержанием серебра руды, ранее трудно обогатимые. В настоящее время в НПО «Кристалл» (г. Красноярск) разработана новая экологически чистая и экономичная металлургическая схема переработки таких комплексных руд с получением в конечных продуктах всех главных полезных компонентов (свинец, цинк, медь, олово, серебро, золото), а также редких элементов (кадмий, висмут, индий и др.).

По вольфраму перспектив выявления новых скарново-грейзеновых объектов в пределах листа К-(52), 53 практически нет.

По золоту перспективы связаны прежде всего с Западно-Приморской золоторудной зоной, где возможно расширение минерально-сырьевой базы по россыпному золоту на мелководье шельфа в районе Криничного и Находкинского узлов.

На прибрежном мелководье в западной части листа (в районе Хасанской перспективной площади) перспективны морские россыпи титаномагнетита и монацита. Рекомендуется поставить прогнозно-поисковые работы на россыпное золото в окрестностях островов Аскольда и Путьятина до глубин моря 40–50 м, а на россыпи титаномагнетита в зоне мелководья Хасанской площади (до глубин 40–50 м).

На суше в пределах Ханкайской субпровинции выделены три потенциально нефтегазоносные площади, перспективы которых, ввиду отсутствия специализированных нефтепоисковых работ, остаются неясными.

Для повышения ресурсного потенциала на суше в пределах листа К-53 рекомендуется провести прогнозно-поисковые работы на уч. Победа Еловой площади с целью оценки геохимических ореолов оловянного оруденения и локализации перспективных площадей масштаба 1 : 10 000 и на территории Милоградовского золото-сереброрудного узла (Милоградовское рудопроявление) с целью оценки золото-серебряного оруденения также в масштабе 1 : 10 000.

2. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы связываются также с глубоководной частью Японского моря. В результате обобщения, пе-

реинтерпретации и анализа всех имеющихся геолого-геофизических данных (прежде всего сейсмических и сейсмоакустических) сделано следующее:

– уточнена мощность осадочного чехла, достигающая в глубоководной котловине 2 км;

– подтверждено блоковое строение дна Японского моря и выполнено районирование по типам коры: континентальной в шельфовой части, субконтинентальной под подводными поднятиями, субокеанической на большей части глубоководной котловины и океанической в восточной ее части;

– детализировано строение подводных возвышенностей, ограниченных разрывными нарушениями и имеющих гетерогенный фундамент (метаморфический, интрузивный и вулканогенный).

Прирост ресурсов в глубоководной зоне Японского моря связан с площадями распространения железомарганцевых образований (склоны поднятий Первенца, Тарасова, Беляевского до глубин 2–2,5 км) и фосфоритов (склоны поднятия Ямато).

На акватории Японского моря выделяется *Центрально-Япономорский потенциально-нефтегазоносный бассейн*. В его пределах как на шельфе, так и в глубоководной котловине выделяется ряд потенциально-перспективных площадей. Учитывая современный опыт изучения и освоения месторождений нефти и газа на шельфе, наиболее перспективной площадью представляется впадина залива Петра Великого, где возможно выявление месторождения углеводородов типа структурных стратиграфических ловушек в олигоцен-миоценовых песчаниках на изобатах 100–150 м.

На площади Залив Петра Великого рекомендовано продолжить сейсморазведочные работы МОГТ в модификации 2Д в комплексе с донным опробованием и последующими газогеохимическими исследованиями на полный спектр тяжелых УВ и поставить поисковые работы на площади от бух. Киевка на юге до бух. Зеркальная на северо-востоке.

В целом же перспективы Центрально-Япономорского нефтегазоносного бассейна оцениваются весьма сдержано по причине маломощности осадочного чехла (редко более 2 км) и слабой катагенетической преобразованности рассеянного органического вещества.

3. Оценка состояния природной среды в пределах рассматриваемой площади варьирует от благоприятной (глубоководная и частично шельфовая зоны), удовлетворительной (большая часть суши и заливов Посъета, Восток и др.), напряженной (прибрежная часть суши и большинство бухт), до кризисной (южная часть Амурского и северная половина Уссурийского заливов) и критической (северная половина Амурского залива и часть бухт Уссурийского залива).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Анохин В. М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. — СПб.: Недра, 2006. 161 с.
2. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потатьев С. В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). — М.: Наука, 1976. 90 с.
3. Атлас донных осадков Берингова, Охотского и Японского морей / Ред. А. А. Комарицын, И. С. Грамберг. — СПб.: ГУНИО, ВНИИОкеангеология, 2004. 72 с.
4. Бажанов В. А. Геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000. — Владивосток, 1986.
5. Бараиш М. С., Казарина Г. Х., Крутикова С. Б., Сафарова С. А. Стратиграфия неогена и палеогеография поднятия Северное Ямато (Японское море) // Мат-лы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. — Владивосток, 1987. С. 134–146.
6. Безверхний В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П., Филатьев В. П. Геологическое строение докайнозойского фундамента Япономорского шельфа у берегов Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. — Владивосток, 1977. С. 3–12.
7. Берсенева И. И., Безверхний В. А., Ващенкова Н. Т. и др. Стратиграфия миоцена Приморского шельфа и склона (Японское море) // Тихоокеанская геология, 1984, № 2. С. 38–45.
8. Берсенева И. И. Схема тектонического районирования Приморского края // Геология СССР. Т. XXXII, 1969.
9. Берсенева И. И., Горюва М. Г., Леликов Е. П. Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток: ТОИ ДВНЦ СССР, 1975. 185 с.
10. Берсенева И. И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Ващенкова Н. Г., Съедин В. Т., Терехов Е. П., Цой И. Б. Геология дна Японского моря. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 140 с.
11. Берсенева И. И., Берсенева Ю. И., Липкин Ю. С. О происхождении и развитии рельефа материкового склона Японского моря у побережья южного Приморья // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. — Владивосток, 1974. С. 69–75.
12. Берсенева И. И., Школьник Э. Л., Гусев В. В. Фосфориты Японского моря // Фосфориты Востока Азии и прилегающих морей. — Владивосток, 1984. С. 162–180.
13. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987. 262 с.
14. Брянский Л. И. Блоковая структура Ханкайского массива // Тихоокеанская геология, 1983, № 2. С. 34–40.
15. Буряго А. И., Шлыков С. А. Объяснительная записка к прогнозно-геохимической и эколого-геохимической картам масштаба 1 : 1 000 000, лист L-53 с клапанами L-52, K-(52), 53 (Приморский, Хабаровский края). — Владивосток, 2004. С. 56.
16. Варнавский В. Г., Седых А. К., Рыбалко В. И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 184 с.

17. *Васильев Б. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-52-VII. Объяснительная записка. — М., 1960.
18. *Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В.* Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. — М.: МГУ, 1975. 98 с.
19. *Васильев Б. И., Шуваев А. С., Баянов А. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Сихотэ-Алинская, листы К-52-XII, XVIII. Объяснительная записка. Приморский ТГФ, 1961.
20. *Васильев Б. И., Шуваева А. С., Чичкина Т. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская, лист К-52-XI (Краскино). Объяснительная записка. — М., 1960.
21. *Васильковский Н. П., Безверхний В. Л., Деркачев Л. Н.* и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. — М: Наука, 1978. 264 с.
22. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. — М.: Наука, 1984. 540 с.
23. Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Ред. С. И. Андреев, И. С. Грамберг. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.
24. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000 (с объяснительной запиской). — Санкт-Петербург—Благовещенск—Харбин, 1996—1999. 135 с.
25. Геологическая карта дна Японского моря масштаба 1 : 2 500 000 / Ред. И. И. Берсенев, Л. И. Красный. — СПб.: ТОИ, ВСЕГЕИ, 1984.
26. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. — М.: Недра, 1973. 692 с.
27. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Ред. В. К. Ротман. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 301 с.
28. Геология СССР. Т. 19. — М.: Недра, 1966.
29. Геология СССР. Т. 32, Приморский край. — М.: Недра, 1969.
30. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши / Отв. ред. Е. Н. Леликов. — Владивосток: Дальнаука, 1993.
31. Геоморфологическая карта СССР, масштаб 1 : 2 500 000.
32. Геохронологическая таблица. — М.: Мингео СССР, 1984.
33. Глубинное строение и геодинамика литосферы / Гл. ред. А. А. Смыслов. — Л.: Недра, 1983. 276 с.
34. *Захаров Ю. Д., Сокарев А. Н.* Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса. — М.: Наука, 1991.
35. *Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н.* Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации. — М.: Геоинформмарк, 2001. 38 с.
36. *Иванов Б. А.* Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. — Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1961.
37. *Изосов Л. А., Кулинич Р. Г., Мельниченко Ю. И., Емельянова Т. А.* Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент—океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. — Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103—113.
38. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. — М., 1995.
39. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). СПб., 2001.
40. *Казанский Б. А., Мельниченко Ю. И., Сигова К. И.* Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. — Владивосток: ДВНТД АН СССР, 1985. С. 36—44.

41. *Каплин П. А., Курсалова В. А., Соколова Н. С.* и др. Позднеплейстоценовые и голоценовые этапы развития шельфа и побережья Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. – М.: Наука, 1978. С. 197–203.
42. *Карнаух В. Н., Карп Б. Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология, 1997, т. 16, № 5. С. 10–24.
43. *Карнаух В. Н., Карп Б. Я., Цой И. Б.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология, 2005, т. 45, № 1. С. 126–139.
44. *Карнаух В. Н., Карп Б. Я., Цой И. Б.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла и условия осадконакопления на шельфе и материковом склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // Океанология, 2007, т. 47, № 2. С. 282–293.
45. *Корсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф.* Модели глубинного строения и эволюция докембрийских блоков Дальнего Востока Азии // ДАН СССР, 1981, т. 256, № 1. С. 150–152.
46. Карта четвертичных образований России. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. И. И. Краснов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
47. Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 200 000, серия Приморская / Ред. Е. И. Демина. Авт. объяснительной записки: В. В. Кучук, Г. К. Шило, Л. С. Толмачева, В. В. Ханин (Приморское ПГО, Москва, 1986).
48. *Качур А. Н., Кондратьев И. И., Перепелятников Л. В.* Эколого-геохимические проблемы сухопутных и прибрежно-морских ландшафтов береговой зоны Российской части бассейна Японского моря. Вестник ДВО РАН, 2001, № 5.
49. *Климова Р. С.* Флора и флоростратиграфия миоцена Приморья. Автореферат канд. дис. – Владивосток, 1981.
50. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Ред. С. И. Андреев, И. С. Грамберг. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
51. *Коган Б. С.* Рудоконцентрирующие структуры Южно-Приморского золотоносного района и связь с ними прибрежно-морских россыпей. Геология и разведка. Известия высших учебных заведений, 1975.
52. *Конюхов А. И., Соколов Б. А.* Парадокс глубоководного диагенеза. ДАН СССР, 1975, т. 224, № 4. С. 914–917.
53. *Коренбаум С. А.* К вопросу о методике исследований петрохимических особенностей гранитоидов // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. – Владивосток, 1975. С. 3–6.
54. *Короткий А. М., Караулова Л. П.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии Юга Дальнего Востока СССР. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 79–110.
55. *Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С.* Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980.
56. *Короткий А. М., Ковалюр Н. К., Волков В. Г.* Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (Юг Дальнего Востока). – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
57. *Короткий А. М.* Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор) // Проблемы геологии шельфа. – М., 1975. С. 117–122.
58. *Короткий А. М.* Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде // Изменение уровня моря. – М.: МГУ, 1982. С. 104–114.
59. *Короткий А. М.* О возрасте луговой террасы на реках Приморья. Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990.
60. *Короткий А. М.* Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). – М.: Наука, 1983. 246 с.
61. *Короткий А. М., Пушкарь В. С., Гребенникова Г. С.* и др. Климатические смена и развитие природной среды юга Дальнего Востока. – Владивосток, 1996. 72 с.
62. *Короткий А. М.* Четвертичные отложения п-ова Муравьева-Амурского и его обрамления // Вестник ДВО РАН, 1996, № 3 (67). С. 33–46.

63. *Короткий А. М., Худяков Г. И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. — М.: Наука, 1990. 216 с.
64. *Красилов В. А.* Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. — М.: Наука, 1967.
65. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выделения зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. Министерство окружающей среды и природных ресурсов РФ. — М., 1992.
66. *Кулинич Р. Г., Заболотников А. А., Марков Ю. Д., Журавлев А. В., Здорovenin В. В., Головань А. А., Обжиров А. И., Николаева Н. А.* Кайнозойская эволюция земной коры и тектоногенез Юго-Восточной Азии. — М.: Наука, 1989. 256 с.
67. *Кулинич Р. Г., Маслов Л. А., Гильманова Г. З., Комова О. С.* Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 2. С. 108—114.
68. *Ласточкин А. Н.* Дискретность и непрерывность в земной поверхности, ее геоморфологическая и топографическая модели // Геоморфология, 1988, № 4. С. 21—29.
69. *Ласточкин А. Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. — Л., Недра: 1982.
70. *Ласточкин А. Н.* Рельеф земной поверхности. — Л.: Недра, 1991. 340 с.
71. *Левицкий В. В., Седых А. К., Ульмясбаев М. Г.* Германия — угольные месторождения Приморья // Отечественная геология, 1995, № 7.
72. *Леликов Е. П.* Геология фосфоритов дна Японского моря. — Владивосток: Дальнаука. 2001. 116 с.
73. *Леликов Е. П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1992. 168 с.
74. *Леликов Е. П., Емельянова Т. А., Сьедин В. Т.* и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 5. С. 118—122.
75. *Леликов Е. П., Маларенко А. Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
76. *Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеанская геология, 1982, № 2. С. 71—77.
77. *Липкин Ю. С.* Геоморфологическое районирование котловины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. — Владивосток, 1973. С. 36—48.
78. *Липкин Ю. С.* Особенности геоморфологии шельфа Японского моря // Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1975. С. 75—93.
79. *Липкин Ю. С., Берсенеv И. И.* Подводные долины материкового склона Японского моря у побережья южного Приморья // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. — Владивосток, 1974. С. 88—98.
80. *Липкина М. И., Цой И. Б.* О возрасте и генезисе фосфатной минерализации на Северном Ямато в Японском море // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 4. С. 99—105.
81. *Лихт Ф. Р.* Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника, 1984, № 2. С. 97—105.
82. *Лошак Н. П.* О тектоническом районировании Приморского края // Геология и геофизика, 1981, № 3.
83. *Мальшев Ю. Ф.* Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 6. С. 3—16.
84. *Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А.* Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. — М.: Наука, 1980. 281 с.
85. *Марков Ю. Д., Евсеев Г. А., Караулова Л. П.* и др. Следы гляциоэвстатических колебаний уровня Японского моря в районе залива Петра Великого // Геологическое строение Японского и Филиппинского морей. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 36—59.
86. *Мельников М. Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. — Геленджик: Южморгеология, 2005. 231 с.

87. Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры) // Тихоокеанская геология, 1984, № 1.
88. Мечетин А. В., Рязанцев А. А. О позднечетвертичной морской трансгрессии в Юго-Восточном Приморье // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. — Владивосток, 1976. С. 140—146.
89. Мирошников Л. Д. Геологическое строение мезокайнозойских впадин Южного Приморья // Структура эпигерцинской субплатформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 302. — Л., 1971. С. 24—37.
90. Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. — М.: Наука, 1969. С. 184.
91. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. 4. I. Стратиграфия. 4. II. Интрузивные образования. 4. III. Основные черты тектоники и история развития. — Владивосток. Препринт. 1987.
92. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. I: Стратиграфия. 68 с. Ч. II: Интрузивные образования. 28 с. Ч. III: Основные черты тектоники и истории развития. — Владивосток, 1989. 60 с.
93. Олейников А. В., Олейников Н. А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. — Владивосток: Дальнаука, 2001.
94. Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеанская геология, 1983, № 1.
95. Островский Л. А., Конюхова Т. А. Принципы гидрогеологического районирования. Геологическое изучение и использование недр. Научно-техн. информ. — СПб.: Геоинформарк, 1999, вып. 2. С. 7—14.
96. Павлюткин Б. И. Неогеновые красноцветы Приморья // Тихоокеанская геология, 1993, т. 14, № 2. С. 119—125.
97. Палеогеографический атлас СССР. Том II, объяснительная записка
98. Пейве А. В., Беляевский Н. А., Суворов А. И. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений. — М.: Наука, 1977. 132 с.
99. Полякова А. М. Цунами в Приморье 26 мая 1983 г. и его последствия. Стихия. Строительство. Безопасность // Сб. тезисов докл. Международной конференции). Владивосток. Россия. 8—12 сентября 1997. С. 142.
100. Почвенная карта Приморского края масштаба 1 : 500 000. — М.: Наука, 1993.
101. Пушаровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. — М.: Наука, 1986. 29 с.
102. Пуцин И. К., Берсенева И. И. Базальтоиды материкового склона у побережья Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1975. С. 28—35.
103. Пуцин И. К., Берсенева И. И., Берсенева Ю. И. и др., О находке железо-марганцевых конкреций в северо-западной части Японского моря // Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1975. С. 94—96.
104. Пуцин И. К., Болдырева В. П. и др. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого Океана. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
105. Радкевич Е. А. Металлогеническая карта Тихоокеанского пояса // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. — Владивосток, 1971.
106. Радкевич Е. А., Гурулев Ю. С. Закономерная сеть разломов Юго-Восточной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, т. 8. С. 119—125.
107. Рязанцев А. А., Хериберг Л. Б., Ковалюк Н. Н. Стратиграфическое расчленение позднечетвертичных отложений при геологической съемке шельфа (на примере Южного Приморья) // Морская геология и геофизика: Тезисы докладов 2-й Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике. — Южно-Сахалинск, 1985. С. 190—192.
108. Сигова К. И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. — Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1990. 111 с.

109. *Сосфер В. Н., Данилян В. А., Малкин С. Д., Чайковская Э. Л.* Современный взгляд на радиационное состояние водной среды северной части Японского моря // Вестник ДВО РАН, 1997, № 4.

110. *Съедин В. Т.* Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеанская геология, 1989, № 2. С. 30–38.

111. *Тарноградский В. Д., Е. А., Минина, Старченко В. В.* Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. — СПб., 2005. 47 с.

112. Теплофизические параметры веществ и методы их измерения // Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н. Б. Дортман. — М.: Недра, 1984. 455 с.

113. *Томсон И. Н., Фаворская М. А.* Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Советская геология, 1968, № 10.

114. *Точилина С. В.* Миоценовые радиолярии Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. — Владивосток, 1978. С. 108–115.

115. Требования по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты-1000/3 (первая редакция) / Сост. Н. И. Березюк с участием Г. И. Давидана, В. Р. Вербицкого, Т. Н. Зубовой, К. Н. Мазуркевича, М. А. Шишкина. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.

116. Угольная база России. Т. V. Кн. 1. — М.: Геоинформмарк, 1999. 371 с.

117. *Уткин В. П., Седых А. К.* Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // ДАН СССР, 1984. Т. 35, № 6. С. 1199–1204.

118. *Фаворская М. А., Руб М. Г., Кизай В. А., Изох Э. П., Тонеева Т. М., Преображенская Г. К.* Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ. Вып. 45. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.

119. *Ферштатер Г. Б.* Габбро-гранитоидные серии барофобного и барофильного типов // Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987. С. 178–207.

120. *Филатьев В. П.* О сочленении континентальных структур Сихотэ-Алиня с глубоководной котловиной Японского моря // Морские геофизические исследования ДВО АН СССР ТОИ. — Владивосток, 1975.

121. *Филатьев В. П.* Строение верхней части земной коры в северо-восточной части Японского моря по данным НСП // Владивосток: Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. — Владивосток: ДВО АН СССР ТОИ, 1977.

122. *Филиппов А. Н.* Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. — Владивосток, 1990. 144 с.

123. *Худяков Г. И.* К вопросу происхождения донного рельефа впадины Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. — Владивосток, 1974. С. 17–25.

124. *Цой И. Б.* О возрасте фосфоритов Японского моря (по диатомеям) // III Тихоокеанская школа по морской геологии, геофизике и геохимии. Тез. докл. Ч. I. — Владивосток, 1987. С. 96–97.

125. *Цой И. Б., Ващенко Н. Г., Горюва М. Т., Терехов Е. П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеанская геология, 1985, № 3. С. 50–55.

126. *Цой И. Б., Шастина В. В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). — Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 240, 241.

127. *Шахгельдян И. Г., Берсенева И. И., Рынков В. С.* Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря // Проблемы геологии шельфа. — М., 1975. С. 117–122.

128. *Шевалдин Ю. В., Балабашин В. И., Киселев Ю. В., Шевалдина С. В.* Геотермические исследования в Японском море // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. — М.: Наука, 1984. С. 66–74.

129. *Шевалдин Ю. В., Балабашин В. И., Сафронов О. Б., Зимин П. С.* Новые данные о геотермике дна Японского моря // Геофизика дна Японского моря. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 76–83.
130. Шельфовая область Японского моря. Геология и минерагения / Ред. В. И. Ушаков. — СПб.: ДВГИ, ВНИИОкеангеология, 2006. 137 с.
131. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое // Атлас палеогеографических карт / Гл. Ред. М. Н. Алексеев. Т. 1. Лландидно, Робертсон Груп ПЛК, 1992.
132. *Шило Г. К.* Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 1 000 000. Листы L-52, 53, 54, K-52, 53. Объяснительная записка. — М., 1986.
133. *Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Габлина И. Ф., Леликов Е. П.* и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеанская геология, 1986, № 1. С. 125–128.
134. *Юрасов Г. И., Яричин В. Г.* Течения Японского моря. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 176 с.
135. *Hirata N., B. Ya. Karp, T. Yamaguchi* et al. Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSRF expedition // Geophys. Res. Letters, 1992. V. 19, N 20. P. 2027–2030.
136. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, v. 31 / Ed. D. E. Karig et al. US Gov. Print. NSESP-31. — Washington, 1975.
137. *Isezaki N., Bersenev I. I., Tamaki K.* et al. Geology and Geophysics of the Japan Sea. — Tokyo: TERRAFAPUB. 1996. 487 p.
138. *Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka-N., Yamashita S., Tamaki K.* ^{40}Ar – ^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128(2). 1992. P. 819–836.
139. *Karig D. E., Ingle J. C., Jr.* et al. Init. Repts. DSDP, Vol. 31. 1975. — Washington (U.S. Govt. Printing Office).
140. *Karp B. Ya., Hirata N., Katao H.* Crustal structure of the Japan Sea // Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSRF Monograph Series, v. 1) / Edited by N. Isezaki, et al Terra Scientific Publishing Company (Terrapub), 1996. P. 75–89.
141. *Koizumi I.* Neogene diatoms from the western margin of the Pacific Ocean, Leg 31, DSDP // Init. Report. DSDP. 1975, vol. 31. P. 779–819.
142. Proceeding of the Ocean Drilling Program, vol. 127, initial reports. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, June–August, 1989 (Report 127, Include Sites № 794–797 ODP).
143. Proceeding of the Ocean Drilling Program, vol. 128, initial reports. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, August–October, 1989 (Report 128, Include Sites № 798, 799 ODP).
144. *Tamaki K.* Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. of the Geol. Surv. of Japan, 1988, v. 39 (5). P. 269–365.
145. *Tamaki K., Pisciotto K., Allan J.* et al., Proc. ODP, init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990.
146. *Watanabe T., Herzen R.F. P. Von, Brickson A.* Thermal studies, Leg 31, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, v. 31. Ed. Karig D.E. et al. US Gov. Print. NSESP-31. Washington, 1975. P. 573–576.
147. *Xu Jiawei, Tong Weixing, Zhu Grang* et al. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of East Asia // Journ. of Southeast Asian Earth Sci. 1989, v. 3, № 1–4. P. 29–45.
148. *Yamano M., Shevaldin Y. V., Zimin P. S., Balabashin V. I.* Heat flow of Japan Sea. Geology and Geophysics of Japan Sea (Japan-USSRF Monograph Series, Vol. 1) / Edited N. Isezaki, I. I. Bersenev, K. Tamaki, B. Ya. Karp, E. P. Lelikov, 1996. P. 61–74.
149. *Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Ueda S.* Heat flow in the Sea of Japan // Crust and Upper mantle in the Pacific Area. Ed. Knopof, Drake, Iart. Am. Geophys. Un. Monograph, 12, 1968. P. 3–16.
150. *Yasui M., Watanabe T.* Studies of thermal state in Harth. The 16th Paper: Terrestrial heat flow in the Japan Sea (1). Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1965, v. 43, Pt. 3. P. 549–563.

151. *Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Ueda S.* Studies of the thermal state of the Earth. The 18th Paper: Terrestrial heat flow in the Japan Sea (2). Bull. Earthq. RFes. Inst., Tokyo Univ., 1966, v. 44, Pt. 4. P. 1501–1518.

Фондовая*

152. *Аргентов В. В., Гнибиденко Т. С., Потапьев С. В.* Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. Отчет по работам 1967–1971 гг. 1973.

153. *Асинов А. А., Литвинов Ю. Б., Афанасьева В. Н.* Геологическое строение трапещий К-52-36-А (Занадворовка), К-52-36-Б (Тавричанка), К-52-24-В (Пеняжино). (Отчет Занадворовской геологосъемочной партии за 1958–1959 гг.). 1960 г.

154. *Асинов А. А., Приходько Н. С., Коновалов В. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-53-П. Объяснительная записка. М. 1968.

155. *Бажанов В. А.* Отчет Картосоставительской партии за 1992–1999 гг. по теме 569: «Составление легенды к Государственной Геологической карте масштаба 1 : 200 000. Серия Ханкайская и Южно-Сихотэ-Алинская». 1999.

156. *Безверхний В. Л.* Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа и материкового склона Японского моря у берегов Юго-Восточного Приморья. Канд. Дис. Владивосток, Фонды ТОИ. 1980.

157. *Белов В. В.* и др. Перспективы выявления месторождений медно-порфировой формации в Приморском крае. Отчет по теме: «Сбор и обобщение материалов по медно-порфировым проявлениям Приморья» за 1970–1972 гг. Владивосток, ТФ «Приморгеология». 1972.

158. *Белоногов В. П.* Объяснительная записка к карте золотонности Приморья масштаба 1 : 200 000. Листы К-53-VII. Сучан, Фонды МГРЭ. 1962.

159. *Белоусова Н. Г., Грицкевич Р. В., Овсянников Н. В., Савицкий М. Л.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Приморского края. 1962.

160. *Беляевский Н. А., Ициксон М. М., Красный Л. И.* Направление детальных геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 и 1 : 15 000 в 1956–1960 гг. по Приморскому и Хабаровскому краям и Амурской области. 1956.

161. *Белянский Г. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Имбиши, Корейской, Тянигоу, Та-Чингоузы, Се-Чингоузы и Валентиновки (трапещии К-53-29-А, Б, Г и К-53-41-А. Отчет за 1967–1969 гг. Фонды ППГО.

162. *Белянский Г. С., Никитина А. П.* и др. Определение возраста комплексов микрофауны палеозоя—среднего мезозоя и флоры верхнего мела—палеогена Центрального и Юго-Западного Приморья. Отчет Картосоставительской партии по теме № 481 за 1987–1989 гг. 1989.

163. *Бураго В. И., Жарникова Н. К.* и др. Результаты изучения пограничных толщ перми и триаса Приморья в 1972–1974 гг. 1974.

164. *Бураго В. И.* и др. Биостратиграфия верхней перми Юго-Западного Приморья, 1968.

165. *Бураго А. И.* и др. Прогнозная оценка литохимических аномалий Центрального и Юго-Западного Приморья (Отчет Центральной геохимической партии о результатах поисковых ревизионно-геохимических работ в Ханкайской и Центральной металлогенических зонах за 1981–1984 гг.). ТФ «Приморгеология». 1984.

166. *Бураго В. И., Киселева А. В., Никитина А. П., Тащи С. М.* Биостратиграфия и литология пермских отложений Юго-Восточного Приморья. Отчет по теме № 38 за 1969–1971 гг. 1971.

* Материалы, место хранения которых не указаны, находятся в Приморском ТГФ.

167. *Бураго В. И., Киселева А. В.* Отчет по теме № 373: «Выяснение объема и расчленение верхнепермских отложений Юго-Западного Приморья с целью уточнения легенд к картам масштаба 1 : 50 000 за 1981–1983 гг. 1983.

168. *Бураго В. И., Киселева А. В.* Отчет по теме № 424 «Палеонтологическое обоснование стратиграфической схемы пермских отложений Южного Приморья (по мшанкам и растениям) с целью уточнения легенд к картам масштаба 1 : 50 000 за 1984–1986 гг. 1986.

169. *Бураго В. И., Киселева А. В.* Фитостратиграфия пермских отложений Хасанской зоны. Отчет по теме № 424 «Палеонтологическое обоснование стратиграфической схемы пермских отложений Южного Приморья (по мшанкам и растениям) с целью уточнения легенд к картам масштаба 1 : 50 000» за 1984–1986 гг. 1986.

170. *Бураго А. И.* Комплект геохимических карт южной половины Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к ним. Промежуточный отчет ТОО МИФ «Экоцентр» по объекту «Участок Приморский» за 1994–1997 гг. ТФ «Приморгеология». 1997.

171. *Бураго В. И.* Отчет по теме: «Разработка стратиграфии верхнепермских отложений Южного Приморья по флоре, 1963–1965 г., пос. Угловое. 1965.

172. *Васильев Б. И., Васильева Л. Н.* Геология и гидрогеология островов Русский, Попова, Рейнеке и Рикорда. 1955.

173. *Васильев Б. И.* Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и контрольно-увязочных маршрутах на территории листа К-52-ХVII. 1957.

174. *Васильев Б. И., Шуваев А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов К-52-ХII, ХVIII. 1958.

175. *Васильев Б. И.* Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых СССР листа К-53-VII масштаба 1 : 200 000, Фонды ППГО, 1965.

176. *Васильев Е. А., Галаур А. П.* Отчет о результатах работ Суйфунской и Никольской партий за 1963–1964 гг. ГУ, Кавалерово, 1963.

177. *Васильев Б. И., Васильева Л. Н., Баянов В. Г.* и др. Геология и гидрогеология бассейна р. Сяудеми и побережья Японского моря от бух. Анна до залива Восток. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной съемочным отрядом партии 127/4 в 1959 г. в Партизанском и Находкинском районах Приморского края (Лист К-53-38-А). 1962.

178. *Васильев Б. И., Васильева Л. Н., Кириллова Е. Ф.* и др. Геология и гидрогеология побережья пролива Стрелок. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000 и разведочно-эксплуатационном на воду бурении, проведенных в 1955–1956 гг. в Шкотовском районе Приморского края (листы К-53-25-Г, 37-Б, 38-А). 1957.

179. *Васильев Б. И.* и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1959–1960 гг. на восточном побережье залива Америка. Листы К-53-39-В, К-53-38-Г. 1960.

180. *Васильев Б. И., Пуцин Н. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа К-53-VII (Шкотово) // Мат-лы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. 1961.

181. *Владимиров А. М.* Отчет о результатах работ гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 в Дурминском рудном районе за 1980–1984 гг. (Киянский объект), ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1984.

182. *Возняковский А. С.* Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод Приморского сложного артезианского бассейна. 1985.

183. *Вяткин А. И.* и др. Распределение экзогенных геологических процессов в Приморском крае и районирование территории по условиям и интенсивности их проявления. 1983.

184. *Галаур А. П., Бобринев В. И.* Отчет о результатах гравиметрических работ Новоникольской гравиметрической партии за 1963–1964 гг. ТФ «Приморгеология». 1966.

185. *Герцберг В. С.* и др. Детальная разведка месторождения морской ракушки Ясное с подсчетом запасов по состоянию на 1.02.1989 г. Отчет Юбилейной партии за 1985–1989 гг. 1989.

186. *Герцберг В. С.* Отчет о поисковых работах, проведенных на объектах «Континентальные россыпи Южно-Приморской золотоносной зоны» в 1978–1980 гг. с подсчетом запасов по россыпи горы Криничной, 1980–1981 гг. Фонды МГРЭ.

187. *Горбоец А. И., Рубан Н. Ф.* Отчет о детальной разведке Зыбунного месторождения вспучивающихся алевролитов за 1969–1972 гг., г. Артем, 1972.

188. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листы (L-52), L-53, K-(52), (53). Отчет о составлении и подготовке к изданию листов ГГК-1000. Объяснительная записка / Отв. исп. А. А. Аленичева. СПб., 2006. Фонды ВСЕГЕИ.

189. *Гухман Н. Е.* Полевой отчет о результатах работы Славянской партии в 1934 г. по побережью залива Петра Великого. 1934.

190. *Дедов М. И., Кучук В. В., Семькин В. Т.* и др. Глубинное строение Юго-Восточного Приморья по геолого-геофизическим данным (отчет Владимирской партии о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной ПГЭ в 1962–1970 гг.). ПГУ, Кавалерово, 1973.

191. *Денисов Г. А., Леликов Е. П.* Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных на о-ве Аскольд в 1959–1960 гг. Фонды ПТГУ.

192. *Дубинский А. П.* Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия бассейнов рек Брусья, Пойма, Рязановка, Гладкая. Информационный отчет Посьетского отряда о результатах комплексной съемки масштаба 1 : 50 000 по объекту «Участок Посьетский» за 1990–1994 гг. 1994.

193. *Дуглас В. К., Скутнева Г. А.* Отчет о поисково-рекогносцировочных геолого-геофизических работах по оценке прибрежно-морских россыпей титано-магнетита в Хасанской подзоне Южного Приморья за 1970–1971 гг. 1972.

194. *Елисеева В. К., Радченко Г. П.* Стратиграфия пермских континентальных и вулканогенных образований Южного Приморья. 1963.

195. *Ефимова М. И.* и др. Геологическое строение, минеральные парагенезисы и физико-химические условия формирования золоторудного месторождения Аскольд, Фонды МГРЭ. 1979.

196. *Жаров А. Э.* Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности недр залива Петра Великого и прилегающих акваторий в Японском море. Отчет по Госконтракту ВК-02-06/380. ОАО «Дальморнефтегеофизика». Южно-Сахалинск, Фонды «Дальморнефтегеофизика», 2004.

197. *Иванов Ю. Г.* Вольфрамоносность и молибденоносность Приморского края. Отчет по теме: «Прогнозно-металлогеническая карта Приморья по вольфраму и молибдену в масштабе 1 : 500 000», Владивосток, 1966.

198. *Иванов Ю. Г.* Генетические типы свинцово-цинковых месторождений Приморья, их промышленное значение и методы поисков. (Окончательный отчет Южно-Приморской экспедиции по одноименной теме). Владивосток, 1972.

199. *Иванов Ю. Г.* Прогнозно-металлогеническая карта Приморья по олову масштаба 1 : 500 000. 1971.

200. *Изосов Л. А., Евланова М. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов L-52-XXXVI, L-53-XXXI и K-52-VI по работам Западной партии, по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 за 1979–1982 гг. 1982.

201. *Казаев В. П., Иваненко П. А., Хитров В. В., Леликов Е. П., Кулинич Р. Г., Путиева Г. С., Вацаев Б. И., Наумов Ю. А., Мельниченко Ю. И., Деркачев А. Н., Карп Б. Я., Бондаренко Н. М.* Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 шельфа и материкового склона Японского моря в пределах листов K-52, K-53 с использованием материалов ранее проведенной опытно-методической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000. Находка, 2003. Фонды ВНИИОкеангеология.

202. *Кириллова Е. Ф.* Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Приморского края. 1972.

203. *Климова Р. С.* Литология и фито-стратиграфия разрезов угловской, надеждинской, устьдавыдовской свит и п-ова Речного. 1994.

204. *Климова Р. С., Феоктистов Ю. М.* Определение возраста комплексов микрофауны палеозоя—среднего мезозоя, флоры верхнего мела—палеогена Центрального и Юго-Западного Приморья. Кн. V. Литология и флора кайнозойских отложений Нижнебикинской и Павловской впадин. Владивосток, 1998.

205. *Климова Р. С.* Флора и фитостратиграфия миоцена Приморья. Канд. дис. 1984.

206. *Ковтонюк Г. П., Мельников В. Д., Белоусова Л. В.* и др. Прогнозная оценка россыпной золотоносности Приморского края. Отчет по договору У $\frac{5.1.4}{501(16)}$ 47–3/473–287. 1988.

207. *Кондратьев Ю. Н.* Отчет о результатах электроразведочных работ методами ВЭЗ и МТЗ партией 36/86 по Уссурийской площади в 1986–1987 гг., пос. Корфовский, 1987.

208. *Коновалов В. П.* Биостратиграфия верхнеюрских и берриасских отложений восточного побережья Уссурийского залива, бассейнов рек Киевка и Черная. Отчет Картографической партии по теме № 595 за 1992–1995 гг. 1995.

209. *Кормилец Ю. С.* Гидрогеологические данные листов К-52-ХII, XVIII. 1962.

210. *Крамчанин А. Ф., Щербинин В. М., Шмулев В. Г.* и др. Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Приморского края. Отчет партии Прогнозов за 1997–1998 гг. по теме 03–06 $\frac{5.1.4}{108(16)}$ 12.03/645. 1998.

211. *Куликов В. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист К-53-I (Артем). Объяснительная записка. М., 1960.

212. *Кулинич Р. Г. Гуревич В. В.* Отчет о результатах гравиметрических исследований Уссурийской геофизической партии в 1958–1959 гг. ПГУ, Кавалерово, 1960.

213. *Кулинич Р. Г.* Отчет о результатах гравиметрических работ Бикинской геофизической партией за 1960–1961 гг., пос. Кавалерово, 1961.

214. *Кутуб-Заде Т. К., Олейников А. В., Сясько А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории залива Петра Великого (уч. Славянский). Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листов К-52-ХI, XVII; К-52-ХII, XVIII; К-53-VII за 1994–2002 гг. Владивосток, 2002.

215. *Лобачев И. Н.* Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Кангауз, Шитухе, Сяудеми и верховьев р. Сица (лист К-53-VII масштаба 1 : 200 000, Шкотово). Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной 239-й партией в 1949 г. 1950.

216. *Максименко Ю. И., Тюрина А. П., Кандаурова Г. В.* Вольфрамоносность Приморского края. Отчет по теме «Составление прогнозно-металлогенической карты на вольфрам Приморского края и сопредельной части Хабаровского края масштаба 1 : 500 000». Владивосток, 1986.

217. *Медведев В. В., Кирилук В. В.* Геологические исследования в бассейне рек Бол. Монгугай и Амба-Бира на западном побережье Амурского залива в Южном Приморье в 1946–1947 гг. 1948.

218. *Мельников Н. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые Владивостокского промышленного района. Владивосток. 1991.

219. *Мельников Н. Г.* и др. Геологическая карта «Владивостокский промышленный район» масштаба 1 : 50 000, 1968.

220. *Мельников Н. Г., Матияш А. А., Славный В. П., Басенко Т. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Майхе, Супутинки, Лефу и Раковки (трапеции: К-53-I-Б, К-53-I-Г, К-53-13-Б, К-53-14-А) (Отчет Ивановской геологосъемочной партии за 1968–1972 гг.). Владивосток, 1973.

221. *Мельников Н. Г., Матияш А. А., Фанзов И. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Владивостокского промышленного района. Отчет Владивостокского участка Полянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Владивостокского промышленного района. Трапеции К-53-13-В, Г, К-53-25-А, В; К-52-36-Б, Г; К-52-48-Б за 1987–1991 гг. 1991.

222. *Мирошников Л. Д., Архипова Л. А., Бакланова Л. С.* и др. История геологического развития Мезокайнозойских впадин Южного Приморья (Суйфунская, Сучанская, Даухинская зоны). Отчет по разделу темы 20. 1965.

223. *Мишкина И. В., Гонохова Н. Г.* Объяснительная записка к прогнозно-металлогенической карте Приморья по танталу, ниобию, цезию, рубидию, литию, бериллию. (Отчет по теме № 126 «Обобщение материалов по редким металлам Приморья (тантал, бериллий, цезий и др.) для определения дальнейшего направления работ за 1972–1974 гг.»). Владивосток, 1974.

224. *Наседкин В. В.* Отчет о результатах общих поисков перлитов в Юго-Восточном Приморье, выполненных партией Прогнозов совместно с отрядом ИГЕМАН СССР в 1980–1982 гг. 1982.

225. *Неволина С. И.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии палеогена Хансанского района. Отчет по теме за 1966–1967 гг. 1967.

226. *Недодел Л. Ф.* Результаты разведки Занадворовского месторождения кирпичных суглинков с подсчетом запасов по состоянию на 1.06.1992 г. 1992.

227. *Никитина А. П., Белянский Г. С., Бураго В. И., Киселева А. В.* Отчет по теме 318 «Выяснение объема и расчленение верхнепалеозойских отложений Ольгинского и Шетухинского рудных районов с целью уточнения легенд к картам масштаба 1 : 500 000» за 1978–1980 гг. Владивосток, 1980.

228. *Николаев Г. А.* и др. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия междуречья Уссури и Бол. Уссурки. ТФ «Приморгеология», 1989.

229. *Николаев С. Я.* Геологические исследования в районе с. Петровки (Южное Приморье) 1948.

230. *Николюк П. В.* Отчет специализированной гравиметрической партии № 7 о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 на уч. Партизанском (1985–1988 гг.). 1988.

231. *Обжиров А. И.* Перспективы поисков нефти и газа в Приморье. Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, 2006.

232. *Оздобихин Е. А., Сыроешко Н. Н., Лысенко А. Ф.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медь, проведенных Прибрежной партией по отдельным участкам в Южном и Западном Приморье (участки Троповый, Марьяновский, Горный). ТФ «Приморгеология», 1976.

233. *Олейник Ю. Н.* Разработка критериев выделения разновозрастных палеокомплексов Ханкайского массива и его обрамления. Отчет Восточной партии за 1981–1991 гг. Владивосток, 1992.

234. *Олейников А. В., Сясько А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Партизанской, Киевки, Черной и Милоградовки. Отчет Партизанского участка Сергеевской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листов К-53-VIII, IX, за 1991–1998 гг. 2000.

235. *Перетьяко Ю. В., Мирошкин В. Н.* Отчет о поисковых работах на цветные камни в пределах Стхотэ-Алинского гипербазитового пояса за 1983–1985 гг. Далькварцсамоцветы, пос. Корфовский, 1985.

236. Пояснительная записка к Геологической карте Приморского края. Масштаб 1 : 1 000 000 под ред. В. А. Бажанова, Ю. Н. Олейника, Фонды МГРЭ. 1984.

237. *Пчелкин В. И., Новикова Г. А.* и др. Отчет о результатах геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в междуречье Уссури–Сунгач Ханкайской съемочной партией в 1972–1974 гг. ТФ «Приморгеология». 1975.

238. *Пчелкин В. И., Перчева Л. И.* и др. Отчет о результатах геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в междуречье Уссури–Сунгач Шмаковской партией в 1969–1972 гг. ТФ «Приморгеология», 1973.

239. *Пышкин Б. А.* Сейсмическое районирование Приморского края (Стихия. Строительство. Безопасность. Сб. тезисов докл. международной конференции). Владивосток. Россия, 1997. С. 206–208.

240. *Радкевич Е. А., Берсенева И. И., Бурдэ А. И.* и др. Основные черты геологии и металлогении Приморья. 1968.
241. *Родионов А. Н., Назаренко В. Н., Рыбалко В. И., Красавцева А. И.* Пояснительная записка к прогнозной карте на золото и серебро масштаба 1 : 500 000 Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и Алчанской зоны и прогнозным картам масштаба 1 : 200 000 Ольгинского и Кузнецовского золоторудных районов. Владивосток, 1975.
242. *Ростовский Ф. И., Пеженин В. В., Узлов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Милоградовки и Маргаритовки. Отчет Щербаковской партии о результатах геологического доизучения с общими поисками масштаба 1 : 50 000 в пределах трапещий К-53-17-Б, Г; К-53-18-А, В, Г за 1988–1995 гг. Владивосток, 1995.
243. *Рыбалко В. И.* Формационный анализ интрузивных пород Западного Приморья. Отчет Восточной партии за 1986–1988 гг. Владивосток, 1988.
244. *Рышков В. С.* и др. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия районов городов Владивостока, Артема и поселков Тавричанка, Многоудобное и Вольно-Надеждинское за 1961–1962 гг. 1962.
245. *Рышков В. С.* и др. Отчет Муравьево-Амурской партии за 1960 г. «Инженерно-геологические условия района г. Владивостока». 1961.
246. *Рязанцев А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Японского моря от п-ова Дунай до бух. Успенья. Отчет Шельфовой партии за 1973–1975 гг. об опытно-производственной геологической съемке масштаба 1 : 200 000 шельфа и побережья Японского моря в пределах листов К-53-VII, VIII, XIII, XIV. 1976.
247. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа и побережья Японского моря в пределах залива Петра Великого от п-ова Дунай до бух. Нарва (Отчет Шельфовой партии за 1976–1978 гг. об опытно-производственной геологической съемке масштаба 1 : 200 000 шельфа и побережья Японского моря в пределах листов К-52-XII, XVIII и К-52-VII, XIII). 1978.
248. *Рязанцев А. А.* Стратиграфия четвертичных отложений шельфа Южного Приморья. Отчет Шельфовой партии о специализированных стратиграфических исследованиях, выполненных в 1979–1980 гг. при опытно-производственной геологической съемке масштаба 1 : 200 000 шельфа Японского моря. 1981.
249. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа и побережья Японского моря от бух. Успеня до мыса Бельяского. Партизанск. 1981.
250. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфовой части листа К-53-VIII. Находка. 1997.
251. *Рязанцев А. А.* и др. Отчет Шельфовой партии по теме И.11/_{020.37} 176–4/172 «Прогнозная оценка россыпной золотоносности рыхлых кайнозойских отложений прибрежной суши и шельфа Японского и Охотского морей», Фонды МГРЭ. 1975.
252. *Рязанцева М. Д., Крашенинина Р. И.* и др. Отчет по теме «Составление прогнозной карты масштаба 1 : 500 000 на оруденение порфирирового типа Приморского края». Владивосток. 1986.
253. *Рязанцева М. Д.* Обобщение материалов и составление прогнозной карты Приморского края на флюорит в масштабе 1 : 500 000, выполненной партией Прогнозов в 1977–1979 гг. Владивосток. 1979.
254. *Рязанцева М. Д.* Оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых Приморского края, кн. XI. Железные руды. ТФ «Приморгеология». 1998.
255. *Рязанцева М. Д.* Составление металлогенической карты Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 (Отчет по теме № 01 Б.1.4/16-01/04/600). Владивосток. 1996.
256. Сводный отчетный баланс запасов железных руд, графита, стекольного кварцосодержащего сырья, минеральных красок, формовочных песков, диатомитов, мышьяка, камней кислотоупорных по Приморскому краю по состоянию на 1.01.2000 г. ТФ «Приморгеология», 2000.
257. Сводный отчетный баланс запасов строительных камней по Приморскому краю по состоянию на 1.01.2000 г. ТФ «Приморгеология», 2000.

258. *Семенов Е. Ф.* Оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых Приморского края. Кн. XXII. Алмазы. Кн. XVIII. Неметаллические полезные ископаемые. ТФ «Приморгеология», 1998.

259. *Сивовляс А. П.* Отчет о геолого-поисковых работах Приморской партии на прибрежно-морские россыпи золота в Южном Приморье за 1971–1973 гг. Фонды МГРЭ, 1974.

260. *Сивовляс А. П.* Отчет о геолого-промышленной оценке Южно-Приморской группы россыпей золота за 1974–1975 гг. Фонды МГРЭ, 1976.

261. *Скрипко В. М.* Пояснительная записка к гидрогеологической карте масштаба 1 : 500 000 Приморского края, с. Вольно-Надеждинское. 1994.

262. *Сошко Л. М.* Отчет о разведке Кировского месторождения базальтоидов в 1981–1985 гг. с подсчетом запасов строительного камня по состоянию на 1 июля 1985 г. (Кировский район Приморского края) в II томах. ТФ «Приморгеология». 1985.

263. *Старов О. Г.* и др. Эколого-геохимическая характеристика г. Владивостока по работам за 1987–1991 гг. 1992.

264. *Федотов Г. П.* Отчет по объекту 16/85 «Комплексные региональные геофизические исследования в северо-западной части Японского моря и шельфа Приморья». Южно-Сахалинск, Фонды ДМНГ. 1987.

265. *Херриберг Л. Б.* Отчет о поисково-разведочной оценке прибрежно-морских россыпей золота, касситерита, титаномагнетита и редкоземельных минералов в Южном Приморье за 1970–1971 гг. Фонды ПТГУ. 1972.

266. *Херриберг Л. Б., Федоренко Н. М., Казазаев В. П.* и др. Оценка прогнозных ресурсов золота Южно-Приморской металлогенической зоны и шельфа дальневосточных морей. 1983.

267. *Хохлаков Н. А.* и др. Отчет о результатах общих специализированных поисков масштаба 1 : 50 000 коренных месторождений золота и шлиховой минералого-геохимической съемки, проведенной в Южно-Приморской золотоносной зоне Фроловской партией за 1978–1981 гг. Фонды МГРЭ.

268. *Хохлаков Н. А.* и др. Отчет Фроловской партии о результатах детальных поисков коренных месторождений золота на участках Рудневском и Прогресс и разведки центральной части рудной зоны Беловской участка Прогресс за 1981–1984 гг. 1984.

269. *Цой Б. В., Бураго А. И.* и др. Результаты поисковых геохимических работ, проведенных в Фурмановском рудном районе и Южно-Приморской зоне. Отчет Центральной геохимической партии за 1976–1978 гг. 1978.

270. *Цой Б. В., Бураго А. И.* и др. Результаты производственных опытно-методических геохимических работ, проведенных на месторождениях Прогресс, Криничном и рудопроявлении Гарнизонном. Отчет Центральной геохимической партии за 1983–1986 гг. 1986.

271. *Цой Б. В.* Результаты гидрохимической и литохимической съемки Владивостокского промышленного района по оценке степени загрязнения окружающей среды химическими элементами по работам 1985–1987 гг. 1987.

272. *Цой Б. В., Шлыков С. А., Бураго А. И.* и др. Результаты общих поисков масштаба 1 : 25 000, проведенных на территории Криничного рудного узла. Отчет Центральной геохимической партии за 1978–1980 гг. 1980.

273. *Черныш И. П., Киселева А. В.* Отчет по теме «Разработка стратиграфии верхнепермских отложений Южного Приморья по брахиоподам и мшанкам». 1965.

274. *Шибнев И. А.* Отчет о поисковых работах на пегматиты, как полевошпатовое сырье на участках Волчанецком, Душкинском и о-ва Фуругельма. 1973.

275. *Шлыков С. А., Бураго А. И.* Эколого-геохимическая характеристика акваторий Амурского и Уссурийского заливов и прилегающих к ним территорий. 1995.

276. *Шлыков С. А.* и др. Результаты литохимических поисков масштаба 1 : 10 000, проведенных в центральной части Криничного рудного узла (уч. Руднево). Отчет Центральной геохимической партии за 1980–1981 гг. 1981.

277. *Шлыков С. А.* и др. Результаты общих поисков, проведенных на участке Находкинском. Отчет Центральной геохимической партии за 1981–1983 гг. 1983.

278. *Шлыков С. А.* Эколого-геохимическая характеристика акватории Амурского и Уссурийского заливов и прилегающих к ним территорий. Отчет уч. Амурский Залив по результатам эколого-геохимических работ за 1991–1995 гг. 1995.

279. *Шмулев В. Г., Бефус С. А., Панюков В. В.* и др. Отчет Приморской партии о предварительной разведке Южно-Приморской группы россыпей на шельфе Южного Приморья за 1980–1983 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.11.1983 г. 1983.

280. *Шмулев В. Г.* и др. Отчет Приморской партии о предварительной разведке Южно-Приморской группы россыпей на шельфе Южного Приморья. 1983.

281. *Шмулев В. Г.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Приморского края. Книга XX. Комплекс твердых полезных ископаемых зоны шельфа. 1998.

282. *Яловцев М. И.* Отчет Славянской поисково-съёмочной партии о работах, проведенных в 1958–1961 гг. на территории Хасанского района Приморского края. 1962.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на листе К-(52) 53 – Владивосток
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
Горючие ископаемые			
Нефть и газ			
Нефть			
II-4-20	П	Партизанское	Обжиров А. И., 2006
Газ горючий			
II-2-51	П	Бухта р. Нарва	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-58	П	Река Брусья	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-59	П	Побережье, залив Славянский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-67	П	Река Пойма	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-68	П	Бассейн р. Пойма	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-70	П	Река Рязановка	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-75	П	Река Рязановка	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-81	П	Река Большая Гладкая	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-2-2	МС	Константиновское	Осыка В. Е., 1980
I-4-25	МС	Белопадинский у. р.	Мордвинцев А. И., 1966
I-2-6	ММ/Э	Алексее-Никольское	Лымарь Н. И., 1953
I-3-11	ММ/О	Уссурийское	Осыка В. Е., 1983
I-4-20	ММ	Молчановский у. р.	Крамчанин, 1975
I-4-24	ММ	Сергеевский у. р.	Крамчанин, 1975
II-3-3	ММ/Э	Подгородненское	Демичева Л. Д., 1957
II-4-3	ММ/Э	Мельниковский у. р.	Ломидзе В. С., 1993
II-4-11	ММ	Тигровский район	Ломидзе В. С., 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-18	ММ	Старо-Партизанский у. р.	Ягубкин Ф.Л., 1955
I-2-12	П	Пуциловское	Родюков С. В., 1985
I-2-29	П	Занадворовское	Медведев В. В., 1948
I-3-32	П	Перевозненская угленосная площадь	Павлюткин Б. И., 1982
I-3-37	П	Адамсовская угленосная площадь	Супряга В. Л., 1956
I-3-43	П	Суражевское	Осыка В. Е., 1993
I-4-7	П	Арсеньевский у. р.	Музыченко В.М., 1985
I-4-10	П	Верхнее-Партизанский у. р.	Мизь Н. Г., 1979
I-4-17	П	Безымянный у. р.	Музыченко В. М., 1961
I-4-23	П	Западно-Партизанский у. р.	Кукаренко Г. П., 1959
II-2-10	П	Монгутайская угленосная площадь	Рыжук Б. М., 1965
II-3-7	П	Смоляниновский у. р.	Медведев В. В., 1960
II-3-11	П	Петровский у. р.	Перепечина Е. А., 1954
II-3-40	П	Литовский у. р.	Юрковец В. П., 1985
II-4-9	П	Коркинский район	Кудряшова З. Г., 1958
Уголь бурый			
I-3-26	МС	Глуховское	Кирилюк В. В., 1959
I-3-31	МС	Бонивуровское	Кирилюк В. В., 1958
I-3-40	МС/Э	Артемовское	Медведев В. В., 1952
I-3-50	МС/Э	Шкотовское	Горобец А. И., 1978
I-2-27	ММ/Э	Нежинское	Якушев В. А., 1989
I-2-30	ММ	Тавричанское	Медведев В. В., 1952
I-2-31	ММ	Амбинское	Якушев В. А., 1989
I-3-13	ММ/Э	Раковское	Осыка В. Е., 1983
II-1-9	ММ/О	Хасанское	Медведев В. В., 1952
I-2-7	П	Воздвиженское	Сохин В. К., 1959

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-2-19	П	Пушкинское	Копаев Б. Е., 1966
I-3-9	П	Даниловское	Рунова Т. Ф., 1986
I-3-21	П	Смольненское	Рунова Т. Ф., 1986
I-4-14	П	Партизанское	Музыченко В. М., 1968
I-5-37	П	Березовское	Стромберг Э. Г., 1955
II-2-25	П	Синеутесовское	Крамчанин А. Ф., 1975
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Железо			
I-6-13	МК/Э	Белогорское	Ростовский Ф. И., 1995
I-3-16	МС	Уссурийское	Пчелкин В. И., 1976
I-6-19	МС	Магнитное (Першинское)	Ростовский Ф. И., 1995
I-6-4	П	Гора Зарод	Ростовский Ф. И., 1995
I-6-6	П	Лиственничное	Ростовский Ф.И.,1995
I-6-26	П	Мраморный Мыс	Ростовский Ф.И.,1995
II-2-30	ПМ	Правобережье среднего течения р. Барабашевка (аномалия Подгорная)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Железо, марганец			
IV-3-1	ПМ	Поднятие Первенца	Казазаев В. П., 2003
IV-3-2	ПМ	Поднятие Первенца	Казазаев В. П., 2003
IV-3-3	ПМ	Поднятие Первенца	Казазаев В. П., 2003
IV-3-4	ПМ	Поднятие Первенца	Казазаев В. П., 2003
IV-3-5	ПМ	Поднятие Первенца	Казазаев В. П., 2003
III-4-2	ПМ	Поднятие Тарасова	Казазаев В.П., 2003
III-4-3	ПМ	Поднятие Тарасова	Казазаев В. П., 2003
III-4-4	ПМ	Поднятие Тарасова	Казазаев В. П., 2003
IV-5-1	ПМ	Поднятие Беляевского (Безымянное)	Казазаев В. П., 2003
IV-5-2	ПМ	Поднятие Беляевского (Безымянное)	Казазаев В. П., 2003

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
IV-5-3	ПМ	Поднятие Беляевского (Безымянное)	Казазаев В. П., 2003
Т и т а н			
I-3-22	П	Кленовское	Старов О. Г., 1982
III-1-10	ШО	Бухта Новгородская	Казазаев В. П., 2003
III-1-11	ШО	Бухта Сивучья	Казазаев В.П., 2003
Цветные металлы			
М е д ь			
II-3-10	П	Правобережье среднего течения р. Тигровка	Васильев Б. И., 1962
II-3-20	П	Левобережье среднего течения р. Петровка	Васильев Б. И., 1962
II-3-51	П	Правобережье верхнего течения руч. Аннушка	Васильев Б. И., 1962
II-3-58	П	Побережье бух. Анна	Васильев Б. И., 1962
II-3-59	П	Побережье бух. Рифовая	Васильев Б. И., 1962
II-5-5	П	Район бух. Неприметная	Олейников А. В., 2000
II-5-8	П	Водораздел рек Беневка и Черная	Олейников А. В., 2000
II-5-9	П	Глазковское	Олейников А. В., 2000
III-2-3	П	Береговое (мыс Лукина)	Олейников А. В., 2000
III-2-4	ПМ	У пос. Зарубино	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-2-6	ПМ	П-ов Гамова (бух. Теляковского)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
С в и н е ц			
I-5-16	ММ	Скалистое	Осипчук Ю. М., 1974
I-2-5	П	Новогеоргиевское	Павлюткин Б. И., 1979
I-5-9	П	Церковное	Осипчук Ю. Т., 1974
I-5-12	П	Кл. Сергеевский	Бидюк Ю. П., 1960
I-5-28	П	Перевальное	Вейдэ А. М., 1970
I-5-30	П	Руч. Облачный	Дмитрук С. Н., 1980
I-5-58	П	Солнечное	Дмитрук С. Н., 1980

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-6-11	П	Петрозуевское	Ростовский Ф. И., 1981
II-1-3	П	Крайнова (Тигровое)	Дмитрук С. Н., 1981
II-2-56	П	Школьное	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Свинец, цинк			
I-6-10	ММ	Бородинское	Ростовский Ф. И., 1981
I-6-9	П	Старцевское	Лосив В. М., 2002
II-2-48	П	Славянское рудное поле	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-83	П	Карьерное (левобережье верхнего течения р. Гладкая)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Свинец, цинк, серебро			
I-5-42	МС/Э	Фасольное	Семкин А. И., 1965
Цинк			
II-1-5	П	Угловое	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Вольфрам			
I-5-21	МС	Рудное	Калягин А. Н., 1980
II-4-14	ММ	Беневское	Анойкин В. И., 1987
I-4-3	П	Анучинское	Шлемченко В. Д., 1980
I-4-12	П	Тусклое	Осташенко П. И., 1968
I-4-13	П	Скалистое	Коваленко С. В., 1988
I-5-17	П	Вершинное	Коваленко С. В., 1988
I-5-49	П	Горы Лазаря	Шлыков С. А., 1987
I-5-55	П	Амурское	Сивопляс А. П., 1972
I-6-2	П	Уч. Соколиный	Сивопляс А. П., 1972
I-6-24	П	Чащевитое	Ростовский Ф. И., 1981
II-2-66	П	Рязановское	Ростовский Ф. И., 1981
II-4-6	П	Кириенково	Чмырев В. М., 1965
II-4-8	П	Алексеевское	Углов В. В., 1981

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
П-4-13	П	Верхнее	Углов В. В., 1981
П-4-15	П	Нижнее	Шлемченко В. Д., 1982
П-4-17	П	Чистоводное	Кожин Б. Ф., 1965
П-4-33	П	Огневское	Исаченко С. М., 1984
П-4-44	П	Маслобойное	Велитченко В. М., 1960
П-4-54	П	Успенское	Углов В. В., 1986
П-4-61	П	Цукановское	Углов В. В., 1986
П-5-10	П	Глазковское	Углов В. В., 1986
I-6-27	ПМ	Правобережье р. Васильковка	Максименко Ю. И., 1986
П-2-41	ПМ	Верховье р. Пойма (Сомнительный)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-4-26	ПМ	Междуречье Свободинки и Киевки	Олейников А. В., 2000
П-4-60	ПМ	Водораздельная часть между бухтами Успения и Киевка	Олейников А. В., 2000
П-5-4	ПМ	Район бух. Неприметная	
П-5-6	ПМ	Верховье р. Черная, р. Каменский, Горелая Падь, Левая и Правая Чугуевка	Олейников А. В., 2000
I-2-21	ШО	Верховье р. Павлиновка	Максименко Ю. И., 1986
I-3-17	ШО	Бассейн р. Правая Илистая	Максименко Ю. И., 1986
I-3-29	ШО	Бассейн рек Отрадная, Левая Илистая, Артемовка	Максименко Ю. И., 1986
I-3-33	ШО	Междуречье Комаровки, Артемовки, Кневичанки	Максименко Ю. И., 1986
I-3-35	ШО	Верховье р. Суворовка	Максименко Ю. И., 1986
I-3-36	ШО	Междуречье Суворовки, Артемовки, Малой Солдатки	Максименко Ю. И., 1986
I-5-14	ШО	Бассейн рек Уссури, Изюбриная, Извилинка и их водораздельная часть	Максименко Ю. И., 1986

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-5-36	ШО	Бассейн рек Уссури, Милоградовка, Маргаритовка и их междуречье	Максименко Ю. И., 1986
I-5-46	ШО	Бассейн правобережья р. Васильковка в среднем течении	Максименко Ю. И., 1986
I-6-14	ШО	Междуречье рек Аввакумовка и Тумановка (залив Владимира)	Максименко Ю. И., 1986
II-1-1	ВГХО	Верховья р. Дозорная	Максименко Ю. И., 1986
II-2-4	ШО	Река Поперечка	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-31	ШО	Бассейн рек Нарва и Пойма и их водораздельная часть	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-4-2	ШО	Обширный ореол, включающий бассейны рек Алексеевка, Икрянка, Фроловка, Партизанская, Кривая, Киевка, Водопадная, Беневка, Черная	Олейников А. В., 2000
II-5-1	ШО	Бассейн рек Вербная—Лиственная Падь и их междуречье	Олейников А. В., 2000
II-5-3	ШО	Междуречье Черной и Вербной	Олейников А. В., 2000
Молибден			
II-5-14	ПМ	Устье р. Черная	Казазаев В. П., 2003
I-5-66	ПМ	Бухта Евстафия	Казазаев В. П., 2003
Олово			
I-5-35	МС	Нижнее	Пальгуева М. Ф., 1978
I-5-41	МС	Щербаковское	Пальгуева М. Ф., 1978
I-3-7	ММ	Осиновское	Заболотная Н. П., 1954
I-5-10	ММ	Фурмановское	Трефилова И. В., 1976
I-5-27	ММ	Лучистое	Радченко Е. М., 1975
I-5-33	ММ	Магистральное	Белов Г. И., 1975
I-5-45	П	Лиственное	Козьменко Н. С., 1968

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-3-4	П	Симоновское	Холин В. Н., 1977
I-4-11	П	Поперечка	Лукьянов Б. А., 1986
I-4-27	П	Серебряное	Размахнин Ю. Н., 1980
I-5-47	П	Чернокаменское	Пахомов В. А., 1977
I-5-51	П	Родниковое	Пахомов В. А., 1977
I-5-53	П	Каменское	Пахомов В. А., 1977
I-5-57	П	Лазовское	Пахомов В. А., 1977
I-6-7	П	Брусничное	Пахомов В. А., 1977
I-6-8	П	Малиновое	Пахомов В. А., 1977
I-6-21	П	Димирское	Томилов В. М., 1968
II-4-12	П	Маячное (Правобережное)	Олейников А. В., 2004
II-4-21	П	Бархатное	Олейников А. В., 2004
II-4-31	П	Кл. Сухой	Олейников А. В., 2004
II-4-56	П	Соколовское (пади Соколовка)	Олейников А. В., 2004
I-2-1	ШО	Река Брусиловка	Изосов Л. А., 1982
I-2-18	ШО	Река Константиновка	Изосов Л. А., 1982
I-2-22	ШО	Река Павлиновка	Изосов Л. А., 1982
I-2-24	ШО	Река Оленевка	Изосов Л. А., 1982
I-2-28	ШО	Река Поповка	Изосов Л. А., 1982
I-3-2	ШО	Бассейн среднего течения р. Бойкая	Изосов Л. А., 1982
I-3-3	ШО	Бассейн р. Раковка	Куликов В. В., 1960
I-3-19	ШО	Село Ивановка	Куликов В. В., 1960
I-4-1	ШО	Верховья р. Илистая	Асипов А. А., 1969
I-5-1	ШО		
I-5-3	ШО	Бассейны рек Милоградовка, Маргаритовка, Пасечная, Изюбриная, Правая Поперечка, Извилинка	Ветренников В. В., 1968

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-42	ШО	Притоки в среднем течении р. Фурмановка	Олейников А. В., 2000
II-5-11	ШО	Бухта Соколовская	Олейников А. В., 2000
II-1-6	ВГХО	Кл. Каталевский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-1-4	ВГХО	Гора Каменистая	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-5-15	ПМ	Мыс Красный	Казазаев В. П., 2003
II-5-16	ПМ	Мыс Красный	Казазаев В. П., 2003
II-5-17	ПМ	Мыс Красный	Казазаев В. П., 2003
Олово, свинец			
I-5-15	П	Пионерское	Бидюк Ю. П., 1960
I-5-22	П	Снежное	Вейдэ А. М., 1974
I-5-26	П	Скалистое	Лукьянов Б. А., 1983
I-5-60	П	Каньон (Ванчинское)	Павлов В. М., 1969
I-6-3	П	Холувайское	Трефилова И. В., 1960
I-6-12	П	Камфоркина Падь	Дмитрук С. И., 1980
Олово, медь, свинец, цинк			
II-5-13	П	Красная Скала в бух. Преображения	Казазаев В. П., 2003
Олово, вольфрам			
I-5-54	МС	Юбилейное	Настич Н. А., 1969
I-6-5	П	Гора Судно	Трефилова И.В., 1957
II-4-59	П	Киевское	Коваленко С. В., 1995
Алюминий			
I-5-59	П	Майский	Павлов В. М., 1966
Ртуть			
I-4-30	П	Мельниковское	Сидоренко З. В., 1964
I-5-34	П	Маргаритовское	Ростовский Ф. И., 1995

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-5-39	П	Сенокосное	Ростовский Ф. И., 1995
I-5-52	П	Ртутное Щербаковское	Ростовский Ф. И., 1995
II-2-11	П	Занадворовское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-23	П	Кл. Малый (уч. Широкий)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-4-16	П	Тигровое	Вачаев Б. И., 1962
II-4-24	П	Кл. Кабаний	Сидоренко З. В., 1964
I-4-4	ШО	Бассейн верхнего течения р. Муравейка и ее притоков – падей Горбатая, Золотарская, Герасимова	Музыченко В. М., 1965
I-4-9	ШО	Нижнее течение рек Егерьская, Левая и Правая Поперечка	Крючков А. Н., 1989
I-5-44	ШО	Бассейн р. Черная, верхнее течение рек Киевка и Милоградовка	Калягин А. Н., 1980
II-2-6	ШО	Верховье р. Малютинка, правобережье р. Амба вблизи с. Занадворовка	Сидоренко З. В., 1964
II-2-17	ШО	Бассейн р. Барабашевка и ее притоков: рек Нарва, Поперечка, ключей Черный, Медвежий, Широкий, Малый, Звонкий, Каменный, Известковый	Вржосек А. А., 1967
II-4-1	ШО	Бассейны рек Партизанская, Тигровая, Белая, Сергеевка, Мельники	Копильский В. В., 1961
М ы ш ь я к			
II-4-52	ПМ	Унашинский (Долинное)	Цой Б. В., 1978
II-4-65	ПМ	Хмелевский	Цой Б. В., 1976
С у р ь м а			
I-3-26	П	Контактовое	Асипов А. А., 1969
В и с м у т			
I-5-23	П	Верховья р. Сибанца	Бидюк Ю. П., 1969
I-5-31	П	Ян-Муть-Хоуза	Бидюк Ю. П., 1969

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Тантал, ниобий			
I-3-18	МК	Поперечное	Мелихова Г. Я., 1978
Германий			
II-3-4	МС	Шкотовское	Крамчанин А. Ф., 1998
I-3-5	ММ	Раковское	Крамчанин А. Ф., 1998
I-3-12	П	Даниловское	Крамчанин А. Ф., 1998
I-3-27	П	Глуховское	Крамчанин А. Ф., 1998
I-5-40	П	Березовское	Крамчанин А. Ф., 1998
II-2-5	П	Амбинское	Крамчанин А. Ф., 1998
Редкие земли			
II-4-66	ПМ	Бухта Мелководная	Казазаев В. П., 2003
II-4-67	ПМ	Бухта Каплунова	Казазаев В. П., 2003
Благородные металлы			
Золото коренное			
II-3-35	ММ/Э	Криничное	Шлыков С. А., 1981
II-3-52	ММ	Прогресс	Шлыков С. А., 1983
II-3-78	ММ	Аскольдовское	Настич Н. А., 1984
II-4-29	ММ/Э	Порожистое	Воротынцев А. А., 1988
Золото россыпное			
I-2-3	РМ	Россыпепроявление кл. Первый Проток	Малиновский И., 1960
I-2-4	РМ	Россыпепроявление р. Константинова	Хершберг Л.Б., 1965
I-5-4	РМ	Россыпь р. Изюбриная	Таюрская Г. И., 1974
I-5-5	РМ	Россыпь кл. Безымянный	Гаврющенко О. Т., 1970
I-5-6	РМ	Россыпь р. Красная Речка	Кянно А. И., 1980
I-5-8	РМ	Россыпь кл. Каменистый	Сытов А. В., 1976
II-1-8	РМ	Россыпь р. Илихэ	Горячкин В. А., 1959

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-2-32	PM/O	Россыпь правого притока р. Кедровка	Белоногов В. П., 1963
II-2-33	PM/O	Россыпь кл. Дровяной	Белоногов В. П., 1963
II-2-34	PM/O	Россыпь кл. Первый Золотой	Белоногов В. П., 1963
II-2-35	PM/O	Россыпь кл. Второй Золотой	Белоногов В. П., 1963
II-2-39	PM	Россыпь кл. Угловой	Белоногов В. П., 1963
II-2-40	PM/O	Россыпь кл. Большой Золотой	Вржосек А. А., 1968
II-2-42	PM/O	Россыпь кл. Малый Золотой	Родионов А. Н., 1983
II-2-43	PM	Россыпь кл. Верхняя Переваловка	Родионов А. Н., 1983
II-2-44	PM/O	Россыпь кл. Золотушка	Белоногов В. П., 1963
II-3-5	PM	Россыпепроявление кл. Гарнизонный	Белоногов В. П., 1963
II-3-6	PM	Россыпь кл. Золотой	Рязанцев А. А., 1975
II-3-17	PM	Россыпепроявление кл. Мелководный	Белоногов В. П., 1963
II-3-18	PM	Россыпепроявление кл. Смольный	Белоногов В. П., 1963
II-3-24	PM/O	Россыпь кл. Гольцовый	Хержберг Л. Б., 1980
II-3-25	PM/O	Россыпь кл. Сарафанский	Панюков В. В., 1988
II-3-26	PM	Россыпепроявление кл. Мальцевский	Белоногов В. П., 1963
II-3-31	PM/O	Россыпепроявление кл. Богатырский	Белоногов В. П., 1962
II-3-32	PM/O	Россыпь кл. Гемерсанский	Хержберг Л. Б., 1980
II-3-36	PM	Россыпь руч. Минзалевский	Хохряков Н. А., 1988
II-3-37	PM	Россыпь кл. Колпакорий	Хохряков Н. А., 1988
II-3-38	PM	Россыпь кл. Сахарный	Белоногов В. П., 1963
II-3-41	PM/O	Россыпепроявление кл. Приисковый	Белоногов В. П., 1963
II-3-42	PM/O	Россыпь кл. Приисковый (кл. Бабушкин)	Белоногов В. П., 1963

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-3-44	PM/O	Россыпепроявление верховьев р. Промысловка	Гарькавый М. М., 1967
II-3-47	PM	Россыпепроявление пади Пашкеева	Денисов Г.А., 1962
II-3-48	PM/O	Россыпь кл. Подсобный	Корень Ф. А., 1994
II-3-49	PM/O	Россыпь кл. Богатырский	Белоногов В. П., 1963
II-3-53	PM	Россыпь месторождения Криничное	Хохряков Н.А., 1984
II-3-54	PM/O	Россыпь кл. Толстый	Хержберг Л. Б., 1980
II-3-55	PM/O	Россыпь кл. Рудневый	Панюков В. В., 1988
II-3-56	PM	Россыпь р. Большая Рудневка	Прищепов Г. Г., 1993
II-3-57	PM	Россыпь кл. Кирпичный, бух. Руднева (Тинкан)	Сивопляс А. П., 1976
II-3-60	PM	Россыпепроявление пади Глубокая	Шмулев В.Г., 1983
II-3-61	PM	Россыпь пади Широкая	Белоногов В. П., 1963
II-3-62	PM/O	Россыпь р. Левая Коробковка	Гаврющенко О. Т., 1972
II-3-63	PM	Россыпь пади Елизаровка	Хохряков Н. А., 1984
II-3-64	PM	Россыпь кл. Куран-I	Сивопляс А. П., 1976
II-3-65	PM	Россыпь кл. Куран-II	Панюков В. В., 1988
II-3-66	PM	Россыпь кл. Куран-III	Панюков В. В., 1988
II-3-67	PM	Россыпь кл. Куран-IV	Шлыков С. А., 1983
II-3-70	PM	Россыпепроявление пади Чепик	Шлыков С. А., 1983
II-3-71	PM/O	Россыпепроявление пади Русская	Белоногов В. П., 1963
II-3-72	PM	Россыпь бух. Подосенова	Белоногов В. П., 1963
II-3-74	PM	Россыпь Путятинская	Шлыков С. А., 1983
II-3-76	PM	Россыпь пади Подосенова	Шмулев В. Г., 1983
II-3-79	PM/O	Россыпь пади Ходимировская	Шлыков С. А., 1983
II-3-80	PM	Россыпь кл. Безымянный	Шлыков С. А., 1983

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-3-81	PM	Россыпь Аскольдовская-1	Шлыков С. А., 1983
II-3-82	PM/O	Россыпь руч. Широкий Лог (о-в Аскольд)	Шмулев В.Г., 1983
II-3-83	PM	Россыпь Аскольдовская-II	Шмулев В. Г., 1983
II-3-84	PM	Россыпь бух. Наездник (о-в Аскольд)	Дегтярев Н. К., 1979
II-4-34	PM/O	Россыпь кл. Стариков	Шмулев В. Г., 1983
II-4-35	PM	Россыпь руч. Порожистый	Белоногов В. П., 1963
II-4-36	PM/O	Россыпь кл. Каменистый	Корень Ф. А., 1993
II-4-37	PM	Россыпь кл. Бархатный	Сытов А. В., 1976
II-4-38	PM	Россыпепроявление р. Огневка	Сытов А. В., 1976
II-4-39	PM/O	Россыпь кл. Огоньковый	Белоногов В. П., 1963
II-4-40	PM	Россыпь руч. Син-Ключ	Белоногов В. П., 1963
II-4-41	PM/O	Россыпь руч. Усин-Ключ	Корень Ф. А., 1993
II-4-45	PM	Россыпь руч. Камындов	Корень Ф. А., 1993
II-4-46	PM	Россыпь руч. Малый Камындов	Корень Ф. А., 1993
II-4-47	PM	Россыпепроявление пади Родников	Корень Ф. А., 1993
II-4-48	PM	Россыпь пади Крапивная	Белоногов В. П., 1963
II-4-49	PM	Россыпь кл. Корейский	Сытов А. В., 1976
II-3-86	PM	Россыпепроявление залива Стрелок	Белоногов В. П., 1963
II-3-85	PM	Россыпепроявление восточнее о-ва Путятина	Казазаев В. П., 2003
II-3-87	PM	Россыпепроявление залива Восток	Казазаев В. П., 2003
II-3-88	PM	Россыпепроявление пролива о-в Аскольд-о-в Путятина	Казазаев В. П., 2003
II-4-68	PM	Россыпепроявление бух. Краковка	Казазаев В. П., 2003
II-4-69	PM	Россыпепроявление бух. Краковка	Казазаев В. П., 2003

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-70	PM	Россыпепроявление бух. Краковка	Казазаев В. П., 2003
II-5-1	PM	Россыпепроявление бух. Немой	Казазаев В. П., 2003
II-4-50	PM/O	Софье-Алексеевское	Белоногов В. П., 1963
II-4-55	PM/O	Якутинское	Белоногов В. П., 1963
II-4-51	П	Унашинское	Олейников А. В., 2000
II-4-63	П	Хмелевское	Олейников А. В., 2000
I-2-14	П	Валунное	Зенин А. Л., 1993
I-4-16	П	Сергеевское	Коваленко С. В., 1988
I-4-19	П	Золотое	Курчавов А. М., 1975
I-4-21	П	Герасимовское	Хохряков Н. А., 1981
I-4-29	П	Пасечное	Исаченко С. М., 1984
I-5-56	П	Каменка	Нехорошев В. П., 1966
I-5-62	П	Календарное	Нехорошев В. П., 1966
I-5-64	П	Милоградское	Ростовский Ф. И., 1995
II-3-8	П	Гордеевское	Цой Б. В., 1978
II-3-23	П	Балыковское	Родионов А. Н., 1985
II-3-28	П	Пашкеевское	Цой Б. В., 1978, 1980
II-3-29	П	Сахарная Голова	Цой Б. В., 1980
II-3-34	П	Рудневское	Шлыков С. А., 1981
II-3-45	П	Домашлино	Цой Б. В., 1980
II-3-69	П	Подосеновское	Хохряков Н. А., 1992
II-3-73	П	Путятинское	Цой Б. В., 1978
II-3-75	П	Карьерное	Хохряков Н. А., 1992
II-3-77	П	Увальное	Коваленко С. В., 1995
II-4-28	П	Янлаза	Челпанов В. А., 1981
II-4-43	П	Дорожное	Коваленко С. В., 1995

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-57	П	Верховье руч. Падь Солонцовая (Смутное)	Дымович В. А., 2002
I-4-2	ПМ	Фадеевское	Кандауров А. Т., 1991
I-4-6	ПМ	Прохлада	Барвинок Ю. В., 1966
I-5-13	ПМ	Восход	Рыбалко В. И., 1967
I-5-50	ПМ	Руч. Широ́тный	Ерохин В. Л., 1975
I-5-65	ПМ	Шафраны	Ростовский Ф. И., 1981
I-6-23	ПМ	Дедовское	Ростовский Ф. И., 1981
I-6-25	ПМ	Верховье пади Дорожная	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-1-2	ПМ	Малая Цукановка	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-1-4	ПМ	Широтное	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-1-7	ПМ	Зайсановский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-1-10	ПМ	Полуостров Крабе (мыс Манчжур)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-50	ПМ	Верховья р. Брусья	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-80	ПМ	Красный Утес	Анойкин В. И., 1987
I-3-1	ШО	Река Горбатка	
I-3-14	ШО	Междуречье Раковки и Комаровки	Крамчанин А. Ф., 1965
I-3-20	ШО	Реки Березовая и Арсеньевка	Крамчанин А. Ф., 1965
I-3-28		Верховья р. Раковка, Комаровка и Артемовка	Роберман С. Р., 1969
I-3-38	ШО	Ручьи Золотой и Медный	Мельников Н. Г., 1973
I-4-22	ШО	Река Сергеевка	Куликов В. В., 1960
I-5-2	ШО	Река Правая Антоновка	Олейников А. В., 2000
I-5-7		Притоки р. Фурмановка от р. Васильковка до р. Выгонка	Бидюк Ю. П., 1960

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-6-1	ШО	Бассейны рек Викторовка, Арзамазовка, Мокруша, Тимофеевка	Ростовский Ф. И., 1981
II-3-1	ШО	Верховья рек Шкотовка, Смолянка, Солонцовая, Смяличи	Белоногов В. П., 1962
II-3-2	ШО	Ключи Широкий, Тракторный, Золотой, река Тигровая	Белоногов В. П., 1962
II-3-12	ШО	Кл. Гамаюнов (левый приток р. Суходол)	Белоногов В. П., 1962
II-3-16	ШО	Река Петровка	Белоногов В. П., 1962
II-3-19	ШО	Река Литовка	Белоногов В. П., 1962
II-4-23	ШО	Бассейн рек Кривая Водопадная, Заболоченная, Сигнальная и Скрытая	Олейников А. В., 2000
II-4-53	ШО	Водораздел рек Шептун и Оленья	Олейников А. В., 2000
I-5-63	ВГХО	Водораздел пади Лиственная и р. Милоградовка	Родионов А. Н., 1975
		Золото, серебро	
I-4-8	П	Сухое	Сапожников В.А., 1975
I-5-11	П	Аввакумовское	Фельдман А. А., 1973
I-5-18	П	Вершинное	Кандауров, 1991
I-5-19	П	Тенфуровское	Багаевский В. М., 1977
		Золото, вольфрам	
I-3-39	П	Кл. Сухой	Мельников Н. Г., 1973
		Серебро, золото	
I-5-48	ММ	Союзное	Ростовский Ф. И., 1995
I-5-25	П	Горноводное	Багаевский В. М., 1977
I-5-43	П	Васильковское	Багаевский В. М., 1977

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
П-4-32	П	Верхнеполозовое	Коваленко С. В., 1995
		П л а т и н а	
I-2-15	ПМ	Уч. Валунный	Родионов А. Н., 1988
		Неметаллические ископаемые Химическое сырье Ф л ю о р и т	
I-5-24	П	Туманное	Ерохин В. Л., 1974
I-5-61	ПМ	Бухта Ландышева	Бидюк Ю. П., 1965
П-5-2	ПМ	Левобережье Пади Данильченковская	Олейников А. В., 2000
П-5-7	ПМ	Левобережье р. Черная	Олейников А. В., 2000
I-5-38	ШО	Бассейн рек Уссури, Милоградовка и Малая Маргаритовка	Рязанцева М. Д., 1979
П-4-30	ШО	Бассейн р. Киевка	Рязанцева М. Д., 1979
		Б а р и т	
I-3-41	ПМ	Солонцовый Ключ	Литаврина Р. Ф., 2004
П-3-13	ПМ	Сапфировое (Среднее течение ручьев Беспамятный, Индопал и Горный)	Литаврина Р. Ф., 2004
		Минеральные удобрения Ф о с ф о р и т	
I-4-28	П	Орлиное	Лысюк А. Ф., 1985
П-2-15	П	Озерное	Лысюк А. Ф., 1985
П-2-37	П	Мыс Атласов	Лысюк А. Ф., 1985
П-2-38	П	Владивостокское	Дунаев Ю.С., 1989
П-3-14	П	Петровское	Лысюк А. Ф., 1985
П-3-15	П	Тигровое	Лысюк А. Ф., 1985
П-3-22	П	Ильмовое	Лысюк А. Ф., 1985
П-3-27	П	Вампаушское	Лысюк А. Ф., 1985
П-4-5	П	Ястребовское	Дунаев Ю.С., 1989

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-7	П	Бровничанское	Лысюк А. Ф., 1985
III-2-7	П	Материковый склон Японского моря, район залива Петра Великого	Казазаев В. П., 2003
III-4-1	П	Материковый склон Японского моря, район Находки	Казазаев В. П., 2003
VI-4-1	П	Поднятие Ямато	Казазаев В. П., 2003
VI-4-2	П	Поднятие Ямато	Казазаев В. П., 2003
VI-4-3	П	Поднятие Ямато	Казазаев В. П., 2003
VI-4-4	П	Поднятие Ямато	Казазаев В. П., 2003
Торфо-вивианит			
I-3-42	ММ	Артемовское	Корняков Н.В., 1985
II-3-68	ММ	Гнилое	Корняков Н.В., 1985
Керамическое и огнеупорное сырье Стекольное сырье			
I-3-44	ММ	Кипарисовское	Семенов Е. Ф., 1998
Полевой шпат			
I-2-32	МК	Гусевское	Рубан Н. В., 1967
I-4-15	МК	Сергеевское	Вачаев Б. И., 1972
II-3-39	МС	Волчанецкое	Астапенко Г. И., 1997
II-3-21	П	Пашинникова	Мартынюк В. В., 1963
Пегматит керамический			
II-3-90	ПМ	Тафуинское	Мартынюк В. В., 1963
III-1-12	ПМ	Фуругельма	Казазаев В. П., 2003
Каолин			
I-3-24	П	Раковское	Семенов Е. Ф., 1998
II-2-9	П	Гора Фрунзе (междуречье Барабашевки и Овчинниковой)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Глины огнеупорные			
I-3-23	МС	Раковское	Кычаков А. Х., 1953

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
I-3-47	МС	Кневичанское	Зернов Б. И., 1957
I-3-10	ММ	Ширяевское	Даммер А. Э., 1955
I-3-30	ММ	Комаровское	Кычаков А. Х., 1953
I-3-34	ММ	Озерновское	Дудко А. Г., 1965
I-3-45	ММ	Кролевецкое	Зернов Б. И., 1954
II-2-8	ММ	Тавричанское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-3-9	ММ	Шкотовское	Супряга В. Л., 1961
Горнотехническое сырье			
Цео литы			
III-1-3	ММ	Новгородское	Семенов Е.Ф., 1987
Поделочные камни			
Благородный опал, агаты, халцедон			
II-2-54	МК	Однореченское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
I-4-18	П	Сергеевское	Нурханов В.С., 1983
II-2-74	П	В 1 км севернее оз. Рязановское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-78	П	Полуостров Клерка	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Дымчатый кварц, аметисты			
II-4-64	П	Краковское	Нурханов В.С., 1983
II-2-47	П	Участок бух. Минка	Жигула А. Ф., 1989
Серпентинит			
II-2-84	ММ	Черногорское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Родонит			
I-6-15	П	Мокрушинское	Высочин В. И., 1983
I-6-16	П	Федоровское	Высочин В. И., 1983
I-6-17	П	Каменистое I	Высочин В. И., 1983
I-6-18	П	Барановское	Перетяцько Ю.В., 1987
I-6-20	П	Родонитовое	Высочин В. И., 1983
I-6-22	П	Белогорское	Ростовский Ф. И., 1981

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
Строительные материалы			
Магматические породы			
Кислые интрузивные породы			
II-2-65	МК	Рейнекское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-79	МК	Сухановское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-4-62	МК	Врангелевское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-2-1	МК	Верховья р. Карасик	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Средние интрузивные породы			
II-2-53	ММ	Семиверстное II	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Основные интрузивные породы			
II-2-82	МК	Участок Алеутский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-4-58	ММ	Владими́ро-Алекса́ндровское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-21	ММ	Седанковское I	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-36	ММ	Покровское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Эффузивные породы			
<i>а) кислые и средние</i>			
II-2-29	МК	Первореченское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-69	МК	Карьер Манчжурский (уч. 6)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
<i>б) основные</i>			
I-2-13	МК	Борисовское	Изосов Л. А., 1982
II-2-12	МК	Полуострова Де-Фриз	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-18	МС	Мелководное	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-64	МС	Участок Славянский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Перлиты			
II-2-61	ММ	Верховий р. Рязановка (Лангоукорэ)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-62	ММ	Ручья Охотничья Падь	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-71	ММ	Рязановское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-72	ММ	Чапигоу I	Кутуб-Заде Т. К., 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
П-2-76	ММ	Чапигоу II	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Карбонатные породы Мраморы			
П-2-1	МК	Амбинское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-1-6	ММ	Залив Посьета	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Известняк			
П-2-27	МК	Нарвское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-3-33	МК	Высокий Утес	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-4-25	МК	Новицкое	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-2-19	МС	Участок № 5	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Глинистые породы Глины кирпичные			
П-2-3	ММ/О	Первореченское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-2-46	ММ	Русскоостровское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Глины для цементного производства			
П-4-19	МК	Несвоевское	Олейников А. В., 2000
П-2-14	ММ	Участок Овчинниковский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
П-2-20	ММ	Участок Монгугайский	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Глины керамзитовые			
И-3-46	МК	Болотницкое	Граждан Т. Г., 1965
П-2-13	ММ	Залив Угловой	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Глинистые сланцы керамзитовые			
И-3-49	МК	Зыбунное	Граждан Т. Г., 1965
П-3-30	МК	Тихоокеанское	Граждан Т. Г., 1965
П-3-46	МК	Малютка	Граждан Т. Г., 1965
Сланцы кровельные			
П-2-57	П	Админское	Кутуб-Заде Т. К., 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
II-2-22	ММ	Песчаное	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-52	ММ	Морское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Песок строительный			
III-1-9	МК	Тюмень-Ула	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-49	МС	Кедровое (Сидеминское)	Рыбалко В. И., 2002
II-2-73	МС	Бухта Баклан (шельф)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-28	ММ	Монгугайское	Рыбалко В. И., 2002
II-2-55	ММ	Холуайское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-1-8	ММ	Туманное	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-2-2	ММ	Бухты Средняя	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-2-5	ММ	Астафьевское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-4-71	ММ	Краковское	Кутуб-Заде Т. К., 2002, Казаев В. П., 2003
Песчаник			
II-2-16	МК	Атласовское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-7	МС	Занадворовское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-2	ММ	Полуострова Речной	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Песок стекольный			
II-2-45	ММ	Бухты Перевозная	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Песок формовочный			
II-2-60	ММ	Остров Попова	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Прочие ископаемые			
Ракуша кормовая			
II-1-11	ММ	Ясное (Бухта Экспедиции)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
Пеликаниты			
II-2-26	ММ	Сидеминское	Кутуб-Заде Т. К., 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
Подземные воды и лечебные грязи Минеральные лечебные			
I-2-26	ИМ/Э	Раздольненское	Скрипко В. М., 1994
I-3-25	ИМ/Э	Раковское	Скрипко В. М., 1994
I-5-29	ИМ/Э	Горноводненское	Скрипко В. М., 1994
Термальные			
II-4-22	ММ	Горячий	Олейников А. В., 2000
II-4-27	ММ	Чистоводненское	Олейников А. В., 2000
Питьевые пресные			
I-2-8	ММ	Чернятинское	Скрипко В. М., 1994
I-2-9, 10	ММ	Крестьянское	Скрипко В. М., 1994
I-2-11	ММ	Новоникольское	Скрипко В. М., 1994
I-2-16	ММ	Пушкинское—участок Борисовский	Скрипко В. М., 1994
I-2-17	ММ/Э	Славянское	Скрипко В. М., 1994
I-2-20	ММ/Э	Уссурийское	Скрипко В. М., 1994
I-2-23	ММ	Пушкинское—участок Раздольненский	Скрипко В. М., 1994
I-2-25	ММ	Тимофеевское	Скрипко В. М., 1994
I-2-33	ММ	Тавричанское	Скрипко В. М., 1994
I-3-6	ММ	Бакарасьевское	Скрипко В. М., 1994
I-3-8	ММ	Ивановское	Скрипко В. М., 1994
I-3-15	ММ	Даниловское	Скрипко В. М., 1994
I-4-5	ММ	Анучинское	Скрипко В. М., 1994
II-2-77	ММ	Рязановское	Скрипко В. М., 1994
II-3-43	ММ/Э	Подъяпольское	Скрипко В. М., 1994
II-3-50	ММ/Э	Душкинское	Скрипко В. М., 1994
II-4-4	ММ/Э	Авангардовское	Олейников А. В., 2000
II-4-10	ММ/Э	Углекаменское	Олейников А. В., 2000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации
III-1-1	ММ/Э	Посыетское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-1-7	ММ	Хасанское	Кутуб-Заде Т. К., 2002
		Грязи лечебные	
II-2-24	ММ/Э	Садгородское (Залив Угловой)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
III-1-2	ММ/Э	Бухта Экспедиции (Ясное)	Кутуб-Заде Т. К., 2002
II-2-85	П	Пос. Тавричанка	Казазаев В. П., 2003
II-3-89	П	Залив Стрелок	Казазаев В. П., 2003

Общая оценка ресурсов

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²
	Уссурийско-Вознесенская марганцево-железо-редкометалльно-флюоритовая минерагеническая зона 2fl, R, Fe, Mn/PZ	Fe, fl	17 500
1	Вознесенский цинк-редкометалльно-олово-флюоритовый рудный район 2.1 fl, Sn, R, Zn	fl	1500
	Сергеевская серебро-золоторудная минерагеническая зона 4 Au, Ag/K	Au	9750
2	Криничный золоторудно-россыпной узел 4.0.1 Au	Au	600
3	Находкинский золоторудно-россыпной узел 4.0.2 Au	Au Au рос.	600
4	Кривореченский золоторудно-россыпной узел 4.0.4 Au	Au	650
	Центральная золото-вольфрамоворудная минерагеническая зона 5W, Au/J-K	W, Au	38 000

минералогических подразделений

Запасы категорий (А, В и С), тыс. т Au, Ag – т	Прогнозные ресурсы, тыс. т Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т	Сумма запасов и ресурсов, тыс. т. Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т
fl 14 080, Rb ₂ O ₃ 44 446 Fe 129 180, LiO 171 507 gp 749,0; ZnO 50 Zn 210, Cs ₂ O ₃ 3899 Sn 8,162 Sn пос. 0,610 Ge 1063 BeO 27 347	Fe 290 000 fl 6000 P ₁ , 3000 P ₂ 7000 P ₃ gp 7 P ₁ , 1 200 P ₂ Ta ₂ O ₅ 3767 P ₁ 2 500 P ₃ Nb ₂ O ₅ 5607 P ₁ , 2000 P ₃	fl 30 080 BeO 27 347 Fe 419180 Rb ₂ O ₃ 44446 gp 1956 ZnO 50 Zn 210 LiO 171 507 Sn 8,162 Cs ₂ O ₃ 3 899 Sn пос. 0,610 Ge 1063 Ta ₂ O ₅ 6267 Nb ₂ O ₅ 7607
fl 14 080 Rb ₂ O ₃ 44446 Zn 210 LiO 171 507 Sn 8,162 ZnO 50 Sn пос. 0,610 Cs ₂ O ₃ 3899 Ge 1063 BeO 27 347	fl 6000 P ₁ , 3000 P ₂ 7000 P ₃ Y 10 P ₃ * Ta ₂ O ₅ 3767 P ₁ 2500 P ₃ Nb ₂ O ₅ 5607 P ₁ 2000 P ₃	fl 30 080, Rb ₂ O ₃ 44446 Zn 210, LiO 171 507 Sn 8,162, ZnO 50 Sn пос. 0,610 Cs ₂ O ₃ 3899 Ge 1063, Ta ₂ O ₅ 6267 Y 10, Nb ₂ O ₅ 7607 BeO 27 347
Au 3,030 Au пос. 2,407 Ge 844	Au 13 P ₁ 35 P ₂	Au 51,030 Au пос. 2,407 Ge 844
Au 1,122	Au 9 P ₁	Au 10,122
Au 1,908 Au пос. 1,025	Au 4 P ₁ 20 P ₂	Au 25,908 Au пос. 1,025
Au пос. 0,260	Au 15 P ₂	Au 15 Au пос. 0,260
WO ₃ 170,144 Au пос. 4,281 Au 5,072 Ag 27,4 Cu 17,3	WO ₃ 17,4 P ₁ 71 P ₂ 202 P ₃ Au 19 P ₂ 20 P ₃ Ge 2335 P ₂ Sn 24 P ₃	WO ₃ 460,544 Au 44,072 Au пос. 4,281 Ag 27,4 Sn 24,0 Cu 17,3 Ge 2335

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²
	Таухинская олово-цинк-свинцоворудная минерогеническая зона 7. Pb, Zn, Sn/K ₂	Pb, Zn, Sn	4500
5	Ольгинский железо-цинк-свинцоворудный район 7.1 Pb, Zn, Fe	Fe, Pb, Zn, Ag	1600
6	Аввакумовский олово-цинк-свинцоворудный узел потенциальный 7.1.1 Pb, Zn, Sn	Fe	
	Снежная вольфрам-оловорудная минерогеническая зона 8. Sn, W/K	Pb, Zn, Ag, Sn	3800
7	Фурмановский цинк-свинец-вольфрам-оловорудный район 8.1 Sn, W, Pb, Zn	Sn	2400
8	Шербаковский свинец-оловорудный узел 8.1.1 Sn, Pb	Sn, Pb, Zn, Ag	100
9	Облачный свинец-оловорудный узел 8.1.2 Sn, Pb	Sn	120
10	Глазковский вольфраморудный узел потенциальный 8.0.2 W	W	320
	Восточно-Сихотэалинская (Прибрежная) золото-серебруродная минерогеническая зона 9. Ag, Au/K ₂ P	Ag, Au, Pb, Zn	25 000

Продолжение прил. 2

Запасы категорий (А, В и С), тыс. т Au, Ag – т	Прогнозные ресурсы, тыс. т Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т	Сумма запасов и ресурсов, тыс. т. Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т
Ag 2186 Sn 11,850 Pb 991,6 Zn 1153,4 Fe 46,9 B ₂ O ₃ 31 314 Cu 7,5	Ag 500 P ₁ 1000 P ₂ B ₂ O ₃ 9280 P ₁ 8000 P ₃ Pb 345 P ₁ 750 P ₃ Zn 470 P ₁ 1010 P ₂ 150 P ₃ Sn 28 P ₁	Ag 3686 Sn 39,850 Pb 2086,6 Zn 2783,4 Fe 46,9 B ₂ O ₃ 48 594 Cu 7,5
Fe 46,9 Sn 11,850	Zn 150 P ₃ Ag 1000 P ₂ Sn 8 P ₁	Fe 46,9 Ag 1000 Zn 150 Sn 19,850
Fe 46,9		Fe 46,9
Sn 3,941 Pb 208,5 Ag 245,7 Zn 198,3	Pb 134 P ₁ 80 P ₂ Ag 1400 P ₂ Zn 104 P ₁ Sn 65 P ₃ * WO ₃ 10 P ₂	Sn 68,941 Pb 422,5 WO ₃ 10 Ag 1645,7 Zn 302,3
Sn 3,941 Pb 208,5 Ag 245,7 Zn 198,3	Pb 134 P ₁ 80 P ₂ Ag 1400 P ₂ Zn 104 P ₁ Sn 65 P ₃ * WO ₃ 10 P ₂	Sn 68,941 Pb 422,5 WO ₃ 10 Ag 1645,7 Zn 302,3
Sn 1,217 Pb 116,6 Ag 245,7 Zn 88,6	Pb 84 P ₁ Ag 1400 P ₂ Zn 44 P ₁	Sn 1,217 Pb 200,6 Zn 132,6 Ag 1645,7
	Sn 35,0 P ₃ *	Sn 35
	WO ₃ 10 P ₂ *	WO ₃ 10
Au пос. 1,713 Au 0,855 Ag 662,6 Pb 44,8 Zn 57,9	Au 6,499 P ₁ 25 P ₂ Ag 3903,9 P ₁ 3133 P ₂ Cu 2000 P ₃ Pb 50 P ₁ 35 P ₂ Zn 275 P ₁ 310 P ₂	Au 32,354 Au пос. 1,713 Ag 7699,5 Pb 129,8 Zn 642,9 Cu 2000

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²
11	Минеральный цинк-свинец-золоторудный район 9.1 Au, Pb, Zn	Au, Ag	3600
12	Горноводный цинк-свинец-золоторудный район потенциальный 9.1.1 Au, Pb, Zn	Ag	560
13	Милоградский цинк-свинец-золоторудный узел потенциальный 9.1.2 Au, Pb, Zn	Au, Ag	600
14	Площадь Залива Петра Великого	Нефть, газ	6000
15	Находкинская площадь	Нефть, газ	12 000
16	Валентиновская площадь	Нефть, газ	11 000
17	Ольгинская площадь	Нефть, газ	1500
18	Площадь возвышенности Первенца	Нефть, газ	2000
19	Площадь возвышенности Тарасова	Нефть, газ	4800
20	Площадь возвышенности Ямато	Нефть, газ	4400
	Даниловская УП 0.0.4	УБ	
	Пушкинская УП 0.0.5	УБ	
	Нежинская УП 0.0.6	УБ	
	Бонивуровская УП 0.0.8	УБ	
	Амбинская УП 0.0.5	УБ	
	Синеутесовская УП 0.0.6	УБ	
21	Потенциальный рудный узел железомарганцевых образований поднятия Первенца 0.0.20	Fe, Mn	200

Продолжение прил. 2

Запасы категорий (А, В и С), тыс. т Au, Ag – т	Прогнозные ресурсы, тыс. т Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т	Сумма запасов и ресурсов, тыс. т. Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т
	Au 19 P ₂ * Ag 2133 P ₂	Au 19 Ag 2133
–	Ag 233 P ₂	Ag 233
–	Au 19 P ₂ * Ag 1900 P ₂ *	Au 19 Ag 1900
	Усл. топливо 59 600 D ₂	Усл. топливо 59 600
	Усл. топливо 120 000 D ₂ *	Усл. топливо 120 000
	Усл. топливо 150 000 D ₂ *	Усл. топливо 150 000
	Усл. топливо 15 000 D ₂ *	Усл. топливо 15 000
	Усл. топливо 20 000 D ₂ *	Усл. топливо 20 000
	Усл. топливо 48 000 D ₂ *	Усл. топливо 48 000
	Усл. топливо 44 000 D ₂ *	Усл. топливо 44 000
	УБ 6 P ₁ 42 P ₂ 8 P ₃	УБ – 56
	УБ 566 P ₂	УБ 566
	УБ 7 P ₂ УБ 10 P ₃	УБ 17
	УБ 3 P ₁ УБ 12 P ₂	УБ 15
	УБ 4 П ₁ УБ 3 P ₃	УБ 7
	УБ 30 P ₃	УБ 30
	Fe, Mn 6000 P ₃ *	Fe, Mn 6000

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²
22	Потенциальный рудный узел железо-марганцевых образований поднятия Тарасова 0.0.21	Fe, Mn	250
23	Потенциальный рудный узел железо-марганцевых образований поднятия Беляевского 0.0.22	Fe, Mn	150
24	Хасанская площадь	Ti	1500
25	Потенциальный фосфоритоносный рудный узел поднятия Ямато 0.0.23	Фосфориты	700

* Авторские прогнозные ресурсы.

Окончание прил. 2

Запасы категорий (А, В и С), тыс. т Au, Ag – т	Прогнозные ресурсы, тыс. т Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т	Сумма запасов и ресурсов, тыс. т. Au, Ag – т; сапфиры (spr), алмазы (di) – млн карат УБ – млн т
	Fe, Mn 7500 P ₃ *	Fe, Mn 7500
	Fe, Mn 7500 P ₃ *	Fe, Mn 7500
	Ti 3360 P ₃	Ti 3360
	Ф 29 400 P ₃ *	Ф 29 400

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>В. М. Анохин, А. А. Аленичева</i>	3
СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНО-ГО ЧЕХЛА. <i>Б. Я. Карп, В. Я. Карнаух, Ю. В. Горячев, В. М. Анохин</i>	24
СТРАТИГРАФИЯ	29
Нижний протерозой. <i>В. И. Рыбалко, А. А. Аленичева</i>	29
Рифей. <i>В. И. Рыбалко</i>	29
Кембрийская система. <i>В. И. Рыбалко, В. А. Бажанов</i>	30
Силурийская система. <i>В. И. Рыбалко</i>	31
Девонская система. <i>В. И. Рыбалко</i>	33
Каменноугольная система. <i>В. И. Рыбалко</i>	36
Средний—верхний палеозой. <i>Е. П. Леликов</i>	37
Пермская система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	38
Триасовая система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	50
Юрская система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	54
Меловая система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	61
Палеогеновая система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	75
Неогеновая система. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	81
Четвертичная система. <i>В. В. Авдюничев</i>	92
ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. <i>С. А. Бондаренко</i>	102
МАГМАТИЗМ. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i>	108
ТЕКТОНИКА. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов, В. М. Анохин</i>	146
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. В. Олейников, О. Г. Ромащенко</i>	162
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>В. И. Рыбалко, Е. П. Леликов</i> ..	179
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	187
Горючие ископаемые. <i>В. П. Казазаев</i>	187
Твердые горючие ископаемые. <i>С. В. Коваленко, В. И. Рыбалко</i>	188
Металлические ископаемые. <i>С. В. Коваленко, В. И. Рыбалко, В. П. Казазаев</i> ...	191
Неметаллические ископаемые. <i>С. В. Коваленко, В. И. Рыбалко, В. П. Казазаев</i>	204
Прочие ископаемые. <i>С. В. Коваленко, В. И. Рыбалко, В. П. Казазаев</i>	215
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>С. В. Коваленко, А. А. Аленичева, В. П. Ка- зазаев, О. И. Супруненко, В. М. Анохин</i>	218
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>А. В. Олейников, В. М. Анохин</i>	254
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>А. В. Олейников, В. В. Иванова</i>	263
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>В. М. Анохин, О. И. Супруненко, В. П. Казазаев</i>	282
Список литературы	284
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых призна- ков, показанных на листе (К-(52), 53 — Владивосток	299
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений ...	324

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист К-(52), 53 – Владивосток

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 30.12.11. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 20,75 + 5 вкл. Уч.-изд. л. 28. Тираж 150 экз.
Заказ 81011002

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153