

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Корякско-Курильская

Лист Р-58 – Пенжинская губа

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2016

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»)
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КАМЧАТГЕОЛОГИЯ» (ОАО «КАМЧАТГЕОЛОГИЯ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Корякско-Курильская

Лист Р-58 – Пенжинская губа

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(571.65/.66)(084.3)

Сляднев Б. И., Сидоренко В. И., Сапожникова Л. П., Русакова Т. Б., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-58 – Пенжинская губа. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 384 с. + 8 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Материалы охватывают северную часть Камчатского края, заключенную между 60-й и 64-й параллелями, а также прилегающую акваторию. Этот регион входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса и соответствует переходной от континента к океану зоне. Специальный раздел посвящен геозоологическому состоянию территории. Карты геологическая, четвертичных отложений, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ отражают современный уровень изученности региона.

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

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 6, ил. 15, список лит. 365 назв., прил. 5

Авторы

Б. И. Сляднев (отв. исп.), В. И. Сидоренко, Л. П. Сапожникова, Т. Б. Русакова, А. Е. Кротова-Путинцева, И. Л. Жуланова, Е. И. Лазарева, О. И. Супруненко, С. Н. Суриков, М. Д. Сидоров, Е. Г. Сидоров (суша); Ю. В. Рыбак-Франко (акватория)

Научные редакторы Б. А. Марковский, А. В. Разумный

Рецензенты В. Н. Зелепугин, Л. Р. Семенова, В. А. Царева

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 10 июня 2015 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2016
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2015
- © Открытое акционерное общество «Камчатгеология», 2015
- © Коллектив авторов, 2015
- © Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-58 – Пенжинская губа охватывает площадь, ограниченную координатами 60°00'–64°00' с. ш. и 162°00'–168°00' в. д., составляющую 140,12 тыс. км² (в том числе акватория Пенжинской губы – Охотского моря; заливов Карагинского, Корфа и Олюторского – Берингова моря составляет 21,468 тыс. км²) и располагающуюся в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Большая ее часть относится к Корякско-Камчатской покровно-складчатой системе с Пенжинско-Анадырской, Приохотско-Укэляйтской и Камчатско-Олюторской складчатыми зонами. Северо-Западная часть территории принадлежит к Омолонскому массиву и Тайгоносско-Мургальской складчатой зоне Верхояно-Чукотской складчатой системы. Специфика региона, наряду с его длительной и сложной геологической историей, определяется присутствием образований разновозрастных вулканических поясов различной геодинамической природы – Охотско-Чукотского (ОЧВП), Центрально-Камчатского, Западно-Камчатского, Пареньско-Анадырского и разновозрастных рифтовых структур Охотско-Анадырской и Центрально-Восточнокамчатской рифтовых систем, а также континентально-шельфовых бассейнов мегавпадин Охотского и Берингова морей.

Все это возбуждает особый интерес к рассматриваемой территории, как к полигону для разработки и проверки современных геодинамических концепций, переходной зоны континент–океан, что требует высоконадежной и объективной геологической основы.

По административному делению территория листа входит в состав Корякского автономного округа Камчатского края и Магаданской области.

Географические сведения. Наиболее крупные орографические элементы территории листа ориентированы в северо-восточном направлении. К ним относятся Пенжинский хребет и ограничивающие его с северо-запада и юго-востока Пенжинский и Парапольский долы. Северо-западнее Пенжинского дола протягивается Ичигемский хребет, занимающий всю северо-западную и северную части территории листа. Юго-восточнее Парапольского дола расположен Корякский хребет, протягивающийся в северо-восточном направлении по правобережью р. Вывенка. Полуостров Говена полностью представлен Пылгинским хребтом. Абсолютные отметки хребтов в основном – от 700 до 1300 м.

Береговая линия на юге территории расчленена глубоко вдающимися в сушу заливами Уала, Корфа, Олюторским, на западе глубоко вдается в сушу Пенжинская губа. Западная часть территории принадлежит к бассейну Охот-

ского моря. Главная река этой площади – Пенжина с многочисленными притоками: Оклан, Белая, Мургаль, Парень. До пос. Аянка р. Пенжина судоходна. Движение самоходных барж возможно по р. Таловка, впадающей в эстуарий р. Пенжина. Другие реки, впадающие в Пенжинскую губу (Парень, Тылхой, Оклан, Пустая), имеют горный характер и для судоходства непригодны. В южной части территории реки принадлежат к бассейну Берингова моря. Наиболее крупная из них – р. Вывенка с притоками Ветровая, Ветвей, Тылговая. В районе много мелких озер, большинство из которых расположено в Пенжинском и Парапольском долах.

Среднегодовые температуры отрицательные, низкие в глубине материка и повышающиеся в береговых зонах. Среднемесячная температура января в прибрежных зонах – от минус 16 до минус 23 °С, в глубине материка значительно ниже. Распределение летних температур противоположно зимнему. Среднесуточные температуры выше +15 °С наблюдаются в прибрежной полосе нерегулярно (в отличие от континентальных районов). Вследствие низких температур и незначительного испарения избыточно увлажнены районы, примыкающие к Охотскому и Беринговому морям, хотя выпадающее здесь количество осадков невелико (370–540 мм). Для района характерна муссонная циркуляция воздуха. Зимой преобладают ветры, дующие с суши на море, а летом – с моря на сушу. Особенно сильны зимние ветры на северном побережье Пенжинской губы.

Многолетняя мерзлота распространена практически повсеместно, за исключением таликов под долинами рек и озерами. Мощность деятельного слоя на склонах южной экспозиции – 0,4–0,6 м, на северных склонах глубина оттаивания – 15–30 см. Район расположен в зоне тундр. Небольшие массивы лиственницы, тополя, березы и чозении приурочены к долинам рек. Обширные территории пригодны для выпаса оленей. Территория населена русскими, украинцами, коряками, чукчами, эвенками. Население занято рыболовством, обработкой рыбы, оленеводством. Небольшая часть его работает на горных предприятиях.

Авиалиния связывает территорию с аэропортом пос. Тиличики и регулярно принимает самолеты Як-40. Доставка пассажиров из пос. Тиличики в поселки Манилы, Слаутное, Аянка осуществляется вертолетами. В период летней навигации морские порты Манилы, Корф принимают грузовые суда. Наземные регулярно действующие дороги в районе отсутствуют. Район экономически не освоен. Городов и поселков городского типа нет. На нескольких небольших предприятиях добывается уголь и строительные материалы для местных нужд. Завершается добыча россыпной платины на месторождениях р. Левтыринваям и руч. Ледяной. Перспективы открытия месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых весьма высоки.

Геологическая изученность. В истории геологического изучения площади листа Р-58 выделяется несколько этапов различных по продолжительности и результативности.

I. 1933–1941 гг. Геологические исследования на юге Корякского нагорья были начаты в 1930-х годах Дальстроем. В 1933 г. Х. Т. Пивоваров, Б. В. Хватов и В. И. Нелидов провели на восточном побережье Пенжинской губы поиски и оценку месторождений угля. В 1934 г. Б. В. Хватов доказал присут-

ствии здесь угленосных отложений и собрал палеонтологический материал, обработанный В. И. Бодылевским, Л. Д. Кипарисовой и А. Н. Криштофовичем, установившим триасовые, меловые и третичные отложения. В 1936 г. Н. М. Маркин уточнил стратиграфию этого района. В бассейне р. Вывенка проводили геологические исследования Б. Ф. Дьяков в 1938 г. и Г. М. Власов в 1940–1941 гг.

II. 1953–1989 гг. После Великой Отечественной войны были начаты планомерные и комплексные геологосъемочные и поисково-разведочные работы Пенжинской экспедицией Дальстроя, возглавляемой В. А. Титовым. В результате были выяснены основные черты геологического строения территории и выявлены проявления и месторождения полезных ископаемых, в первую очередь ртути. В разработке стратиграфии, магматизма и тектоники Пенжинского кряжа и восточного побережья Пенжинской губы ведущую роль сыграли тематические исследования геологов А. Ф. Михайлова (1953–1955 гг.), М. А. Пергаменты (1953–1954 гг.), А. Д. Кочетковой (1953–1954, 1959 гг.), Т. В. Тарасенко (1957 г.), И. М. Миговича (1957–1958 гг.), В. П. Похиалайнена и Г. П. Авдейко. Изучением петрологии гипербазитов занимались А. Ф. Михайлов, Н. М. Янчук, И. Е. Заединова и др.

Весной 1957 г. в Магадане состоялось I Межведомственное региональное совещание по стратиграфии (МРСС) Северо-Востока СССР. Однако фактического материала было недостаточно для принятия не только унифицированной, но и рабочих стратиграфических схем для большинства геологических подразделений Корякского нагорья.

С 1956 г. начинается полистное Государственное геологическое картирование масштаба 1 : 200 000, которое было завершено в середине 1980-х годов. Основной объем работ выполнялся силами КТГУ (с 1980 г. ПГО «Камчатгеология», с 1991 г. – ГПП «Камчатгеология»), частично ПГО «Сахалингеология» (ГПП «Востокгеология»), ПГО «Аэрогеология» (ГПП «Аэрогеология»). В этот период около 20 % территории было покрыто геологической съемкой масштаба 1 : 50 000, проведены поисково-разведочные работы в рудных и руднороссыпных районах. Отраслевые и академические институты выполняли тематические исследования. В них принимали участие коллективы ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НИИГА, НПО «Аэрогеология», ряд институтов АН СССР: ДВГИ, ГИН, ИГЕМ, ИВ, ИФЗ, ЦНИГРИ. Материалы этих исследований отражены в многочисленных сводках, статьях, монографиях, диссертациях, где разработаны и обобщены различные аспекты изучения геологии и полезных ископаемых территории листа. Составлены сводные мелкомасштабные карты, внесшие существенный вклад в познание геологического строения региона: Тектоническая карта Корякской складчатой области масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Б. Х. Егизарова (1965 г.); Геологическая карта Камчатки масштаба 1 : 1 500 000 под ред. Г. М. Власова (1978 г.); Тектоническая карта Камчатской области под ред. М. М. Лебедева (1979 г.); Геологическая карта Северо-Востока СССР под ред. М. Е. Городинского (1982 г.). В 1986 г. издана Государственная геологическая карта СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000 (авторы В. В. Ковалева, М. М. Смеловская, М. И. Полещук и др.; редактор А. А. Розенкранц).

III. 1989–2013 гг. Начиная с 1989 по 2009 гг. на площади листа Р-58 проводилось геологическое доизучение (ГДП-200) и составление Госгеолкарты-200 (второго поколения) листов Р-58-XXVII, XXVIII, XXIX, XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI. Параллельно с ГДП-200 были разработаны и прошли апробацию легенды Гижигинской, Пенжинской, Корякской, Олюторской и Западно-Камчатской серий. В 2002 г. составлена и утверждена Легенда Корякско-Курильской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). В 2007 г. выполнена ее актуализация (дополнены материалы по определению возраста геологических подразделений), которая положена в основу составительских работ геологической карты листа Р-58.

В конце 1980-х – начале 1990-х годов были проведены региональные рабочие стратиграфические совещания по палеогену и неогену Камчатки и Корякского нагорья (Решения..., М., 1998), а в 2002 г. состоялось Третье региональное стратиграфическое совещание по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России, включая территории Корякского, Верхояно-Охотско-Чукотского и Пенжинско-Анадырско-Корякского субрегионов (Решения..., СПб., 2009)

В 1995 г. на базе обобщения и переинтерпретации материалов гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000 составлена тектоническая карта масштаба 1 : 500 000 на северную часть территории Камчатской области (авторы С. Е. Апрельков, Г. И. Декина), куда почти полностью входит площадь листа Р-58. Среди обобщающих работ, охватывающих рассматриваемую территорию, следует также отметить Карту полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500 000 (отв. ред. Ю. Ф. Фролов и др.), изданную в 1999 г. В 1999 г. Н. Т. Демидовым составлена Геоморфологическая карта Камчатской области и прилегающего к ней шельфа в масштабе 1 : 500 000. В 2005 г. издана Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1 : 1 500 000 (отв. составители Б. И. Сляднев и А. А. Коляда; редакторы А. Ф. Литвинов, Б. А. Марковский, В. П. Зайцев). В 1988 г. была составлена, а в 1992 г. издана Государственная геологическая карта СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000 смежных с запада листов Р-56,57 (автор В. Г. Корольков, отв. ред. М. Л. Гельман).

В 2013 г. изданы Государственные геологические карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) смежных с юга (лист О-58) и юго-запада (лист О-57); составители Б. И. Сляднев, А. К. Боровцов, ОАО «Камчатгеология»; О. П. Дундо, ВНИИОкеангеология; редакторы Б. А. Марковский, О. И. Супруненко.

В 2013 г. завершены работы по «Созданию схемы сейсмоструктурного районирования Корякско-Камчатской складчатой области на основе обобщения глубинных геолого-геофизических работ в 2011–2013 гг.» с использованием материалов по региональному профилю пос. Корф – пос. Верхнее Пенжино (2005 г.). В результате работ проведена комплексная интерпретация материалов МОВЗ, МТЗ и других геолого-геофизических данных. Полученные результаты отражают особенности глубинного строения осадочного чехла, земной коры и верхней мантии Корякско-Камчатской складчатой области.

В 2012 г. были завершены работы по оценке геологической, геохимической и геофизической изученности и подготовке геологического обоснования работ по созданию ГК-1000/3 листа Р-58 – Пенжинская губа, выполнен сбор и систематизация фондовых, архивных и опубликованных материалов по территории исследований и смежным площадям с учетом материалов, переданных из ФГУП «ВСЕГЕИ».

Гидрогеологические исследования выполнялись совместно с геологическими съемками масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000. В 2013 г. была подготовлена Гидрогеологическая карта северной части Камчатского края масштаба 1 : 500 000 [265].

Геохимические исследования на площади листа осуществлялись в комплексе с геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Часть территории покрыта литогеохимической съемкой масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния. ОГХО-1000 листа Р-58 подготовлена в 2007 г. ИМГРЭ.

Аэромагнитной и гравиметрической съемками масштаба 1 : 200 000 покрыта вся сухопутная часть листа. Более 50 % площади покрыто аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000, а также аэрогаммаспектрометрическими, электроразведочными и наземными магнитометрическими исследованиями.

Проведенными в разные годы поисковыми и поисково-разведочными работами в пределах листа Р-58 оценены, разведаны и, в некоторых случаях, подготовлены к промышленному освоению месторождения коренного (Аметистовое) и россыпного золота – бассейны рек Кондырева, Ушканья, Горелая, коренной и россыпной платины – Сейнав-Гальмознанский рудный узел, ртути (Ляпганайское, Олюторское), серы (Малетойваямское, Ветроваяймское), бурого и каменного угля, строительных материалов.

Геолого-геофизическая изученность акватории неравномерна (рис. 1). Геологические исследования поверхности морского дна в Беринговом море практически отсутствуют. Северная часть Пенжинской губы исследована хорошо. При поисках морских россыпей золота ПО «Дальморгео» пройдены профили буровых скважин глубиной до 3 м (вибробурение) с отбором грунтов, сопровождавшихся сейсморазведкой метода НСП, гидромагнитной съемкой [205]. Бурение глубоких скважин в исследуемой акватории не проводилось. Ближайшей скважиной является Западно-Сухановская 1 глубиной 3025 м, пробуренная в 2008 г. и расположенная на шельфе Западно-Прикамчатского осадочного бассейна в 426 км юго-западнее южной рамки листа Р-58. Материалы по этой скважине представлены в докладе [53]. Геологическая информация по ней учтена при стратификации осадочного чехла Пенжинской губы.

Акватория листа Р-58 комплексными геофизическими методами (набортные грави-, магнито- и сейсморазведочные) покрыта неравномерно. В настоящее время акватория Берингова моря (в пределах листа) покрыта сетью профилей МОВ ОГТ, различной кратности (24–108*) плотностью 0,16 пог. км/км² (отвечает этапу региональных работ). Плотность профилей значительно увеличилась в результате сейсмических исследований МОВ ОГТ 108*, отработанных в 2012 г., сопровождаемых набортной грави- и магнитометрией. Данные исследований позволили уточнить геологическое строение акватории и ресурсный потенциал. Основная часть профилей пройдена в мористой части

шельфа, мелководная (транзитная) зона остается неизученной. В заливах Олюторский и Корфа ширина транзитной зоны 5–7 км, а заливы Уала и Анапка полностью расположены в ее пределах.

Акватория Берингова моря также исследована методами аэромагнитометрии (1980 г.) и аэрогравимагнитометрии (2003 г.) (табл. 1).

Акватория Пенжинской губы геофизическими методами изучена крайне плохо. В 1989 г. здесь пройдены два региональных профиля МОВ ОГТ 48* (состоящие из взаимоувязанных сегментов) в комплексе с магниторазведкой. Данные работы позволили сделать только общие выводы о строении осадочного чехла и его мощности. Позднее сейсмические исследования здесь не проводились, что обусловлено крайне сложными условиями для их проведения – интенсивными течениями и мелководностью. Тем не менее, акватория Пенжинской губы характеризуется значительной мощностью осадочного чехла и геологическим строением, позволяющими предполагать здесь существование условий, благоприятных для формирования залежей углеводородов, поэтому работы по изучению ее шельфа необходимо возобновить. Перечень геофизических исследований приведен в табл. 1.

Изученность четвертичных образований. Первое обобщение данных по стратиграфии четвертичных отложений Корякского нагорья, полученных до 1960-х годов разными исследователями, было сделано Ю. П. Дегтяренко. Им был предложен рабочий вариант стратиграфической схемы образований квартера, а также проведены первые тематические геоморфологические исследования в Корякском нагорье (Дегтяренко, 1961, 1963).

Второй этап – с 1956 г. до середины 1980-х гг. Проводится полистная съемка ГК-200. Все схемы стратиграфии отложений квартера, нашедшие свое отражение на Госгеолкарте-200 первого издания, были конкретизированы на сибирском материале, что отразилось в названии ледниковых и межледниковых отложений – сартанское, каргинское, зырянское и т. д. Для расчленения отложений основное внимание уделялось климатостратиграфическому критерию; слабо использовались геоморфологические, литолого-минералогические, микропалеонтологические методы, а радиоизотопные и палеомагнитные исследования применялись лишь в единичных случаях.

В 1983 г. по материалам геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 составлена карта четвертичных образований в комплекте ГК-1000 (новая серия) листов Р-58–59 (автор А. С. Корольков, издана в 1987 г.). При ее составлении использовались региональная рабочая корреляционная схема (без горизонтов), принятая в 1982 г., с нижней границей четвертичной системы в 0,7 млн лет.

Третий этап, начавшийся с конца 1980-х гг., характеризуется более детальным изучением стратиграфии квартера, при проведении ГДП-200 и ГСР-50 с картировочным бурением. Так, в Пенжинской и Паропольской впадинах по одному буровому профилю отдельными скважинами пересечен весь разрез квартера.

В 1998–2000 гг. составляются и апробируются серийные легенды Карты четвертичных отложений ГК-200. В 2001 г. утверждена Легенда Корякско-Курильской серии ГК-1000/3 (четвертичных отложений) (Шеймович, 2001) с

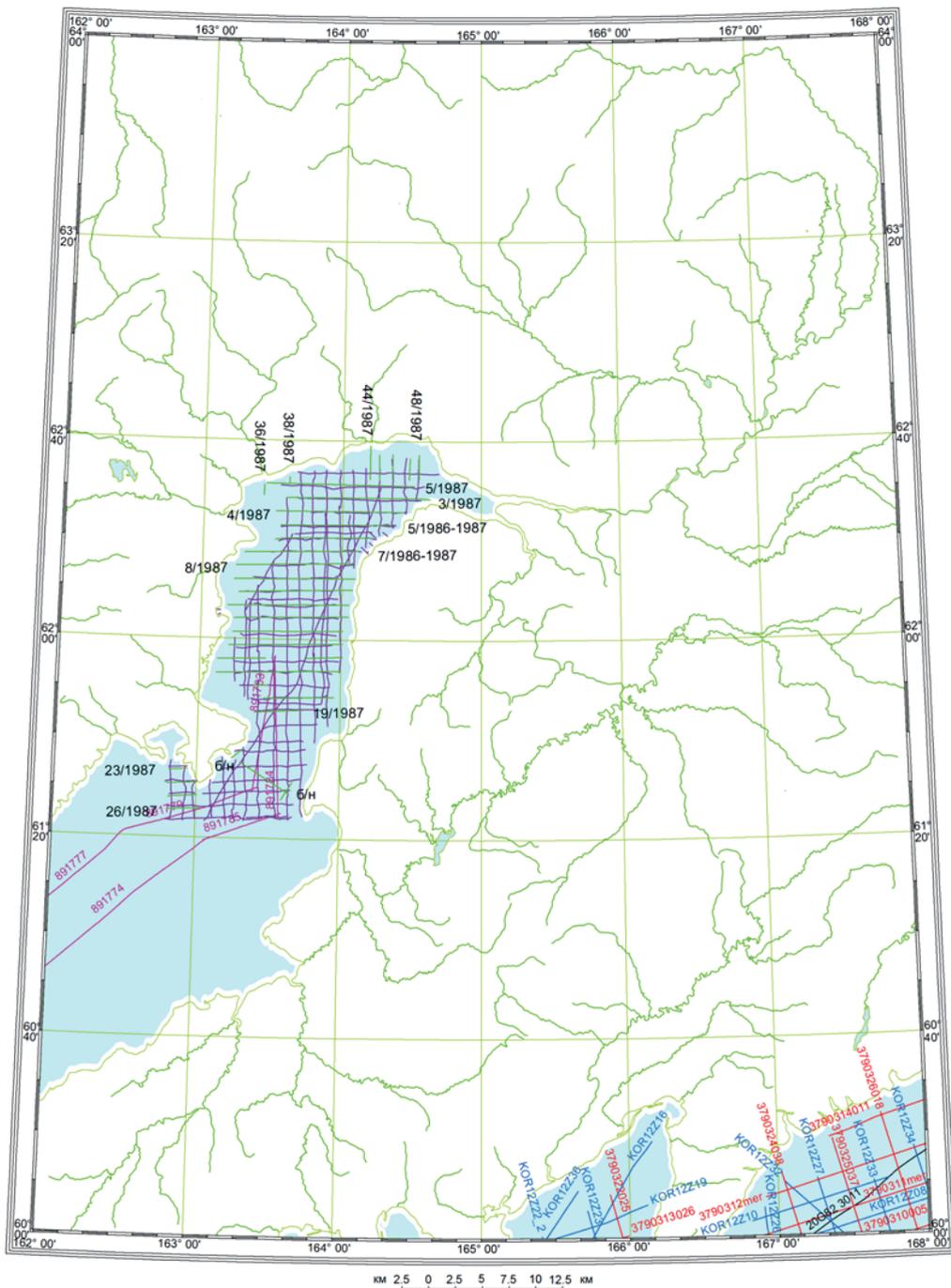


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности акватории листа P-58.

- 20G823011 Объект 20/82 «Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования на шельфе Берингова и Чукотского морей». (СР МОВ ОГТ 24*, GE МР; Воробьев Ю. М., 1983)
- 891779 Объект 17/89 «Комплексные поисковые геофизические исследования на Восточно-Шелиховском участке Охотского моря». (СР МОВ ОГТ 48*, МР; Спирина Е. Е., 1989, 1991)
- 3790311mer Объект ВК-02-06/379 «Доизучение нефтегазоперспективных зон Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов на Камчатском шельфе Берингова моря». (СР МОВ ОГТ 90*, ГР, МР; Королева Н. В., 2003, 2004)
- KOR12Z27 Объект КОК12 «Уточнение геологического строения и оценка перспектив нефтегазонасыщенности Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов в Беринговом море (Корякия-2)». (СР МОВ ОГТ 108*; Рыбак-Франко Ю. В., 2012, 2013)
- а Л-5/1987 а – Линии скважин вибробурения
- б — профили НСП, ЭХЛ, ГПБО, ГМС, РКМ
«Отчет прибрежной партии о результатах региональных геолого-геофизических исследований масштаба 1 : 500 000, проведенных в 1986–1988 гг. на объекте «Шельф Пенжинской губы». (Большедворский В. А. Объединение «Дальморгеология», 1988)

Изученность листа Р-58 геофизическими методами

№ пп	Номер объекта, название	Год проведения полевых работ, год издания отчета; отв. исполнитель	Виды геофизических исследований	Краткие результаты исследований
1	27/80 «Аэромагнитные региональные исследования северо-западной части Берингова моря»	1980, 1981 Б. Г. Сапожников	Аэромагнитная съемка	Построены карты масштаба 1 : 500 000. Установлено подводное продолжение Говенско-Пахачинского и Камчатско-Ильпинского синклиналиев, Олюторского и Озерновско-Карагинско-Пыльгинского антиклиналий
2	20/82 «Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования на шельфе Берингова и Чукотского морей»	1982, 1983 Ю. М. Воробьев	Сейсморазведка МОВ ОГТ 24*, гравимагнитометрия	Получены краткие сведения о геологическом строении акваторий Берингова и Чукотского морей, установлено положение поверхности акустического фундамента и оценена мощность осадочного чехла по профилям на шельфе Берингова и Чукотского морей
3	17/89 «Комплексные поисковые геофизические исследования на Западно-Шелиховском участке Охотского моря»	1989, 1991 Е. Е. Спирина	Сейсморазведка МОВ ОГТ 48*, магнитометрия	Поисковой сетью профилей изучено геологическое строение Пьягинского, Шелиховского и части Колпаковского прогибов. В осадочном чехле выявлено 15 антиклинальных зон различного генезиса, из которых наиболее перспективными являются Приэвенская, Восточно-Сухановская, Западно-Сухановская и Южно-Камчатская
4	Контракт ВК-02-06/379 «Доизучение нефтегазоперспективных зон Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов на Камчатском шельфе Берингова моря»	2003, 2004 Н. В. Королёва	Сейсморазведка МОВ ОГТ 90*, аэрогравимагнитометрия	Изучено геологическое строение Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов, в разрезе осадочного чехла мощностью до 5 км выделено четыре структурно-стратиграфических комплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Выявлены зоны возможного нефтегазонакопления, к наиболее перспективным относятся Приметная и Лаврова
5	Государственный контракт № 05/02/70-109 «Уточнение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов в Беринговом море (Корякия-2)»	2012, 2013, Ю. В. Рыбак-Франко	Сейсморазведка МОВ ОГТ 108*, гравимагнитометрия	Уточнено геологическое строение Ильпинского и Олюторского осадочных бассейнов. В разрезе осадочного чехла мощностью более 6,5 км выделено пять сейсмокомплексов: южноильпинско-кыланский (палеоцен-среднеэоценовый), килакирнунский (средне-верхнеэоценовый), алугинско-пахачинский (олигоцен-среднемиоценовый), корфско-классический (средне-верхнемиоценовый) и лимитэваямский (плиоцен-четвертичный). Выявлены пять зон возможного нефтегазонакопления. Наиболее перспективными являются структуры Карагинская, Кичигинская и Северо-Карагинская (с ресурсами свыше 20 млн т УТ)

нижней границей квартера – 1,8 млн лет. Актуализация блока четвертичных образований в 2007 г. не проводилась.

В 2002 г. составлена карта четвертичных отложений и геоморфологическая карта северной части Камчатской области и прилегающего шельфа масштаба 1 : 500 000 (Демидов, 2002).

В 2002 и 2010 гг. изданы первые карты четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 для листов Р-58-XXIX, XXXIII, XXXIV в комплекте ГК-200/2.

Кроме АО «Камчатгеология», ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «Дальморнефтегеофизика» в составительских работах принимали участие О. И. Супруненко (ВНИИ «Океангеология»); И. Л. Жуланова, Т. Б. Русакова (СВКНИИ); Е. Г. Сидоров, А. В. Ландер (ИВ ДВО РАН); М. Д. Сидоров (ФГБУН НИИГТЦ ДВО РАН); З. Г. Бадрединов (ДВГИ ДВО РАН).

Геологическая карта сухопутной части листа Р-58 увязана с геологической картой смежного с юга листа О-58. Не увязаны геологические карты этих листов по акваториальной части, что вызвано несоответствием возрастных границ сейсмокомплексов и сейсмогоризонтов. Разъяснения по этому вопросу приведены при описании стратиграфии акватории листа Р-58.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез суши сложен архейскими, протерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Основание Омолонского массива составляют архейские, а его чехол – палеозойские и мезозойские породы. В Корякском нагорье наиболее распространены мезозойские и кайнозойские образования, а также незначительно – протерозойские и палеозойские.

Описание стратиграфии приведено согласно Легенде Корякско-Курильской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 по эпохам, соответствующим крупным этапам геологического развития, и по структурно-формационным зонам. Отложения соответствующих эпох ограничиваются региональными структурными несогласиями, показанными на схеме корреляции геологических подразделений. Зоны объединяют свойственные только каждой из них разновозрастные геологические подразделения, характеризующиеся сходным литологическим составом и единым типом магматизма. Кроме того, для компактности расположения геологических подразделений в легенде геологической карты выделены объединяющие геологические подразделения – группы и латеральные ряды.

Архейские породы развиты в Нючалинской зоне, протерозойские образования – в Ганычаланской зоне, ордовикско-пермские отложения – в Пареньско-Кегалинской и Таловско-Майнской зонах. Отложения триаса–поздней юры распространены в Тылхойско-Авековской и Слаутнинско-Белореченской зонах, позднеюрские (титон) – раннемеловые (средний альб) – в Колымакско-Шайбовеевской и Тайгоносско-Мургальской зонах. Образования раннего мела (поздний альб) – раннего эоцена развиты в Охотско-Чукотской, Пенжинской, Приохотско-Укэляятской и Камчатско-Олюторской зонах. Среднеэоцен-плиоценовые осадочные и вулканогенные образования распространены в Мелководнинско-Гыленгинской, Пальматкинской, Западно-Камчатской, Олюторской и Центрально-Камчатской зонах.

ЭПОХА АРХЕЯ
Нючалинская зона [1]*
НИЖНИЙ АРХЕЙ

На территории листа известны только нижнеархейские (саамий) метаморфические толщи, обнажающиеся в двух изолированных блоках общей площадью около 400 км²: Авековском (северо-западная часть п-ова Тайгонос) и Лево-Пареньском. Толщи принадлежат к пургоносской и косовской сериям, которые соответствуют средней и верхней частям ауланджиния – среднего из трех региональных надгоризонтов рабочей стратиграфической схемы нижнего архея Верхояно-Чукотского региона [146]. Для нижнеархейских пород характерен ареальный региональный метаморфизм гранулитовой и (или) амфиболитовой фации и повсеместная, но разная по форме и интенсивности гранитизация.

Пургоноская серия (AR₁pg). Породы серии развиты в верховьях рек Колымак, Авекова и Кечичма, где они слагают северо-восточный край Авековского блока. Основание не вскрыто, согласно перекрывается косовской серией. В составе преобладают среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы, образующие пачки и горизонты, разделенные маломощными согласными телами гранат-диопсид-биотитовых, биотит-гиперстеновых, биотит-двупироксеновых гнейсов; часто отмечаются прослои основных кристаллосланцев, изредка мелкозернистых амфиболитов. На водоразделе Колымак–Авекова установлено, что наибольшее количество пироксенсодержащих пород сосредоточено в средней части разреза серии, что позволило разделить ее на три толщи [55]. Общая мощность – не менее 3000 м. Характерна послышная мигматизация всех разновидностей пород, присутствие пегматоидных линз, субогласных и секущих жил гнейсовидных лейкогранитов.

На правобережье р. Колымак в коренных обнажениях описан [234] следующий фрагмент разреза серии (снизу вверх, м).

1. Гранат-биотитовые гнейсы с порфиробластами измененного граната, пронизанные послышными линзовидными полосами (5–10 см) крупнозернистых плагиоклазовых пегматитов	50
2. Гранат-биотитовые гнейсы, чередующиеся с гранат-пироксеновыми гнейсами (полосы мощностью 5–10 м)	200
3. Амфиболиты тонкополосчатые	30

Мощность разреза – 280 м.

Простираение полосчатости северо-западное, углы падения варьируют от 25 до 60° в восточных румбах.

Раннеархейский возраст пургоносской серии обосновывается ее залеганием под косовской серией, которая охарактеризована раннеархейскими изотопными датировками.

*Характеристика стратонев и вулканических комплексов приводится в соответствии с нумерацией зон в возрастной последовательности в их пределах.

Гранат-биотитовые гнейсы петрографически разнообразны. В низах разреза преобладают светлоокрашенные плагиогнейсы, в массивной, с элементами реликтовой слоистости, основные ткани которых равномерно рассеяны, мелкие чешуи биотита и сантиметровые порфиробласты граната (суммарный объем 15–20%). Для средней толщи характерны равномернозернистые плагиогнейсы, содержащие до 15% мелкого граната и примерно столько же биотита. Содержание кварца в плагиогнейсах не превышает 20%, плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином. В верхах серии, где интенсивно проявлена мигматизация, преобладают двуполевошпатовые порфиробластические гнейсы с ясной кристаллизационной сланцеватостью и полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением сравнительно крупных выделений биотита. Состав пород варьирует (%): плагиоклаз № 10–28 (25–60), кварц (20–30), калиевый полевой шпат (5–20), биотит (5–20), гранат (5–15%); нередко отмечается силлиманит (до 2). Относительно более ранний калиевый полевой шпат представлен ортоклазом; с поздними эпизодами гранитизации связано появление решетчатого микроклина, антипертитов, мирмекитов. Характерные акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит, графит.

В экзоконтактах мезозойских гранитоидных массивов метаморфиты пургоносской серии подвержены интенсивной биотитизации и повторной перекристаллизации, в зонах региональных разломов – динамометаморфизму. Наиболее глубокие вторичные преобразования приурочены к юго-восточному ограничению Авековского блока, находящемуся в сфере влияния Пылгин-Инчикской зоны смятия, сформировавшейся в раннем мезозое [54, 55].

Косовская серия (AR,ks). В границах листа к серии отнесена породная ассоциация, вскрытая в южном (правобережье р. Гыленга, бассейны ручьев Куликовый и Прямой) и северном (междуречье Гыленга–Ильновеем) выходах докембрия Лево-Пареньского блока. Распространенные здесь метаморфические породы отличаются от стратотипа серии (среднее течение р. Авекова, территория листа Р-57) признаками неоднократной структурной и вещественной переработки (рассланцевание, перекристаллизация, метаморфическая дифференциация, метасоматоз), однако характерный минеральный состав бластомилонитов и систематическое присутствие сравнительно слабо измененных амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов позволяют определить древнейшую кристаллическую толщу Лево-Пареньского блока как косовскую серию нерасчлененную (мощность в стратотипе – до 3500 м). Сюда же условно отнесены биотитовые, гранат-биотитовые, лейкократовые плагиогнейсы и кварцитогнейсы, известные на левобережье р. Гыленга (одноименные породы характерны для стратотипа верхней толщи серии).

Хорошо сохранившиеся фрагменты разреза описаны в верховьях р. Куйбеевпилль (левый приток р. Гыленга). Здесь биотитовые и амфиболовые гнейсы (прослой мощностью 10–30 м) чередуются с согласными телами амфиболитов, мощность которых вверх по разрезу возрастает от 1–2 до 10–20 м, а внутри появляются полосы (5–7 м) биотитовых гнейсов, местами содержащих гранат. Мощность метаморфической серии достигает 1000 м.

Раннеархейский возраст косовской серии в ее стратотипической местности подтвержден датой 3100 млн лет, полученной Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам амфиболитов и амфиболовых гнейсов [157]. U-Pb SHRIMP

датирование акцессорных цирконов из амфиболитов бассейна руч. Прямой подтвердило правомерность отнесения серии к нижнему архею (даты 3,29 и 3,20 млрд лет, полученные по верхнему пересечению дискордий с конкордией на диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)*. Одновременно полученные более молодые датировки в диапазоне от позднего архея до среднего палеозоя указывают на сложную историю метаморфизма пород серии.

Типоморфные для серии амфиболиты – темно-серые до черных средне- и крупнозернистые породы массивной или неотчетливо полосчатой текстуры. Сложены примерно поровну плагиоклазом и роговой обманкой, часто содержат диопсид (3–5 %). Обычны магнетит (1–5 %) и обильный апатит. Структура гранонематобластовая. Для роговой обманки характерна густая бурозеленая окраска и удлиненно-призматический габитус. Плагиоклаз – тонко сдвойникованный средний андезин. Встречаются разности, обогащенные амфиболом, вплоть до голомеланократовых. Темная окраска и плотное сложение амфиболитов позволяют легко распознавать в породах косовской серии присутствие двух разновременных групп гранитизированных образований, для которых стратон служил субстратом: относительно более ранние плагиомигматиты и продукты калиевой гранитизации (очковые гнейсы, полимигматиты, биотит-микроклиновые гранитогнейсы и т. п.).

В бассейне р. Гыленга косовская серия несогласно перекрывается отложениями верхнекаменноугольной–нижнепермской магивеевской свиты.

ЭПОХА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Ганычаланская зона [2]

Ильпинеинская свита (PR_{2il}) распространена на северо-западном склоне Пенжинского хребта в пределах полосы северо-восточного простираения протяженностью свыше 50 и шириной около 7 км, а также в районе горы Кедровая и в верховьях р. Эктвеем. Нижний контакт не вскрыт, в районе горы Кедровая несогласно перекрывается ранне-позднемеловой маметчинской свитой.

Строение свиты, ее мощность, степень метаморфизма пород на разных участках различаются. Выделяются три подсвиты** [50, 51]. Нижняя представлена метаморфическими сланцами и метавулканитами (исходные породы – туфы и лавы пикритов, пикробазальтов, субщелочных пикробазальтов, трахибазальтов) с прослоями кристаллических известняков и кварцитов. Прикровельная часть маркируется горизонтом полосчатых сургучно-красных и белых кварцитосланцев. Суммарная мощность подсвиты – около 800 м. Средняя подсвита сложена метавулканитами основного состава и метаморфическими сланцами (хлорит-альбит-актинолитовые, лавсонит-эпидот-карбонат-хлоритовые, лавсонит-глаукофановые), включающими линзы известня-

*Определения выполнены в 2013 г. в ЦИИ ВСЕГЕИ на микроанализаторе SHRIMP-II по стандартной методике под общим руководством С. А. Сергеева.

**На геологической карте не показаны.

ков и кварцитов. Мощный горизонт кристаллических известняков (100 м) залегает в основании подсвиты, бронированная кварцитами пачка полосчатых известняков (50 м) венчает разрез. Максимальная мощность средней подсвиты – 600 м. Верхняя подсвита отличается высоким уровнем метаморфизма (лавсонит-глаукофановая фация) слагающих ее метаморфических сланцев и массивных метаэффузивов, перемежающихся с горизонтами кварцитов. Видимая мощность подсвиты – около 300 м. Общая мощность свиты – свыше 1700 м.

По петрогеохимическим особенностям метавулканиды свиты делятся на внутриплитные щелочные базальты и пикриты [154] и базальты промежуточного состава между толеитами N-типа MORB и толеитами океанических островов [50, 119, 154, 180].

Присутствие значительного количества известняков, кварцитов, кварцито-сланцев позволяет сопоставить ильпинейскую свиту с кремнисто-карбонатно-метавулканогенными толщами Корякского нагорья, где установлены поздне-докембрийские акритархи [62]. Возраст ильпинейской свиты принимается позднепротерозойским.

Изотопные датировки, которые можно трактовать как верхнее возрастное ограничение ильпинейской свиты, близки к границе венд–кембрий. Для мусковита из метаморфических сланцев Ag-Ag методом получена максимальная дата 547 млн лет [180]; возраст циркона из плагиогранитов, «запечатывающих» слоистый комплекс, составил, согласно результатам классического ID TIMS датирования, $531,5 \pm 5$ млн лет [120].

ЭПОХА ОРДОВИКА–ПЕРМИ

Пареньско-Кегалинская зона [3]

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Буондинская свита (C_{1bn}) развита в северо-западной части площади листа в пределах полосы северо-западного простирания, протягивающейся от среднего течения р. Эруди по левобережью р. Кегали. Нижняя граница свиты не вскрыта. В составе свиты преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туффов; в подчиненном количестве присутствуют туфоконгломераты, туфы среднего и основного состава. Мощность – 600 м.

В песчаниках обнаружены остатки *Pseudosyringothyra(?)* sp. ind., *Orbiculoida* sp., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Dyphyphyllum latebulatum* Volkova, указывающие на турнейско-визейский возраст вмещающих отложений [144]. Возраст буондинской свиты ограничен турнейским веком, поскольку ее породы согласно перекрыты визейскими отложениями.

Ючугейская свита ($C_{1ju\check{c}}$) распространена весьма ограниченно и обнажена в небольших выходах в северо-западной части площади листа, там же, где буондинская свита, залегая на ней согласно. Перекрывается омчи-

канджинской толщей. Нижняя часть свиты [310] сложена известняками с обломками и отпечатками криноидей, мшанок и брахиопод; средняя – переслаивающимися известняками и известковистыми алевролитами; верхняя – коралловыми известняками. Мощность – 300 м.

В известняках нижней части разреза содержатся окаменелости (определения В. Г. Ганелина) *Schizophoria resupinata* Mart. и др., в верхней – *Lithostrotion basaltiforme* Phyll., *Dictyoclostus* cf. *pinguis* Muir-Wood, *Marginatia burlingtonensis* (Hall) и др., указывающие на визейский возраст вмещающих пород [280].

Базовская свита (C₁bz). Небольшие, в разной степени метаморфизованные фрагменты свиты распространены среди гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива на западном побережье Пенжинской губы. Свита сложена глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, известковистыми песчаниками, изредка встречаются прослои мраморизованных известняков. В нижней части разреза преобладают известковистые песчаники и алевролиты; в средней – известковистые и кремнистые алевролиты; в верхней – туфоалевролиты. Мощность свиты – 900 м. Подошва и кровля свиты неизвестны.

В нижней части разреза свиты обнаружена фауна (определения Н. И. Караваевой) *Rugosa*, *Rhynchotetra*(?) *thombidae* Mir., *Rotalia* ex gr. *subtrigonia* (M. et W.), *Topynifer* ex gr. *pseudolineatus* (Hall.), *Pseudosyrinx* sp. ind., *Spirifer* sp., определяющая раннекаменноугольный (визейский) возраст отложений [280].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Омчиканджинская* толща (C₁₋₂om) развита ограниченно по р. Эруди у северной границы площади листа, залегает согласно на отложениях ючугейской свиты. Перекрывающих образований не установлено. Сложена углисто-глинистыми сланцами с маломощными прослоями алевролитов, кремнистых пород, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В сланцах и алевролитах содержится обильный растительный обугленный детрит и прослои углей. Мощность пород толщи – 300 м.

В отложениях толщи обнаружена флора: *Karavankina paraelegans* Sar., *Sajakella* cf. *migai* Tschernjak, *Repidomella michelini* Eweil., *Calnodendron neuburgianum* Radez., *Sublepidodendron distans* (Chachl.) и др., указывающая на ранне-среднекаменноугольный возраст пород толщи [280].

Ильновеемская толща (C₁₋₂il) распространена в бассейне р. Ильновеем (правый приток р. Тылхой), где залегает с угловым несогласием на метаморфических породах архея. Сложена аргиллитами, алевролитами, их углефицированными разностями, песчаниками, конгломератами, гравелитами. Мощность – 600 м. Согласно перекрывается отложениями свободненской толщи среднекаменноугольного возраста.

*Название предложено вместо «корбинская свита» [146].

Породы ильновеемской толщи содержат растительные отпечатки *Tomiodendron kemeroviense* (Chaehl.) Radoz., *Alloiopteris gracillima* (Newb.) D. White, *Rhodea* sp., а также остатки морской фауны *Jacutoproductus* cf. *hajamensis* Ganel., *Inflatia dorsoplicata* (Ustr.), *Strofalosia* sp. и др., указывающие на принадлежность отложений к верхней части визейского–нижней части башкирского ярусов [280].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Свободненская* толща (C₂sv) распространена по р. Ильноеем, согласно перекрывает породы ильновеемской толщи. Сложена гравелитами, песчаниками, конгломератами, их туфогенными разностями, туфами смешанного и среднего составов, кремнистыми алевролитами, аргиллитами, известняками. Мощность – 450 м. Согласно перекрывается отложениями гыленгинской толщи.

Породы в разной степени метаморфизованы до степени зеленых сланцев. В породах толщи найдена фауна: *Jacutoproductus* cf. *parvulus* Ganel., *J.* cf. *centispinus* Ganel., *Tornquistia kolymaensis* Afan., *Anidantus* ex gr. *dicksoni* Einor, *Verkhotomia stepanovi* (Zav.), указывающие, по заключению В. Г. Ганелина, на принадлежность отложений к среднему карбону (башкирский и московский ярусы) [280].

Куювиханьявская толща (C₂kv) распространена ограниченно в бассейнах рек Идикигичен, Кечичма и на правом берегу р. Парень в ее низовьях. Толща сложена голубовато- и зеленовато-серыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, глинистыми сланцами, конгломератами, реже темно-серыми и черными алевролитами и известковистыми песчаниками. Мощность – 1000 м. Нижний контакт пород толщи не вскрыт, согласно перекрывается верхнекарбовыми–нижнепермскими образованиями гыленгинской толщи. Среднекаменноугольный возраст устанавливается на основании находок (заключение В. Г. Ганелина) *Balakhonia* cf. *insinuata* Girty, *Waagenoconcha* ex gr. *permocarbonica* (Ustr.), *Semicostella?* sp. ind., *Orulganites* sp. [280].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Магивеемская группа

В составе группы выделены магивеемская, кечичминская свиты и гыленгинская толща.

Магивеемская свита (C₃–P₁mg) распространена по рекам Парень и Ичвувеем. Согласно залегает на свободненской свите, также согласно перекрывается ниже-среднепермской федоровской свитой. Сложена алевролитами, тонко- (иногда ритмично-) переслаивающимися с аргиллитами, менее

*Название предложено в Опорной легенде Тайгоносской серии листов масштаба 1 : 50 000 вместо ольчинской свиты.

распространены углисто-глинистые и известковистые сланцы, песчаники с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератами, туффитами, туфами, известняками. Мощность – 450 м.

В средней и верхней частях разреза свиты обнаружены остатки *Chonetes* ex gr. *uralicus* Moell., *Jacutoproductus* cf. *penzhinensis* Ganel., *J.* ex gr. *grandis* Ganel., *J. verchojanicus* Fred., *Canocrinella missuriensis* Sayre, указывающие, по мнению В. Г. Ганелина, на верхнекаменноугольный–нижнепермский возраст вмещающих пород [280].

Кечичминская свита ($C_3-P_1k\delta$) развита в пределах полосы северовосточного простирания, прослеживающейся от верховьев р. Авекова до р. Парень. Породы свиты залегают согласно на подстилающих образованиях куовиханьявской толщи и несогласно перекрываются отложениями идикигиченской. Сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, известковистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, редко разнообломочными туфами, вплоть до агломератовых, содержащими редкие потоки базальтов и андезитов. Для свиты характерна фациальная изменчивость как по латерали, так и по вертикали, заключающаяся в замещении туфов и вулканических обломочных пород конгломератами, гравелитами и песчаниками. В верхней части разреза доминируют мелкообломочные породы. Мощность пород свиты – 1500 м.

Толща содержит комплекс ископаемой фауны: *Verkhoyania* ex gr. *taimyrensis* (Ustr.), *J.* cf. *mednikovi* Zav., *Anidantus kolymaniensis* Zav., *Canocrinella* cf. *alazeica* Zav., позволяющий датировать ее как верхний карбон–ранняя пермь [280].

Гыленгинская толща (C_3-P_1gl) развита в бассейне р. Ильновеем (правый приток р. Тылхой), где ее породы согласно залегают на отложениях свободненской толщи. В бассейне р. Юлговаям согласно перекрывается породами юлговаямской толщи средней перми. На правобережье р. Гыленга залегают с резким угловым несогласием на архейских кристаллических образованиях косовской серии. Гыленгинская толща сложена туфами среднего и основного состава, андезитами, базальтами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами, туфогравелитами, туфоконгломератами, аргиллитами, глинистыми сланцами, включающими линзы и прослои углистых аргиллитов и известняков. Локально проявился метаморфизм пород с образованием филлитов и актинолитовых сланцев. Мощность – 1100 м.

В нижней части разреза толщи обнаружены *Attenuatella* cf. *omolonensis* Sav., *Pterospirifer terehovi* Sav., *Balakhonia* cf. *insinuata* Girty, указывающие на принадлежность вмещающих отложений к верхнему карбону; в верхней части – *Tamnoporella* sp., *Cladochonus* ex gr. *magnus* Gerth. нижней перми. Возраст пород гыленгинской толщи – поздний карбон–ранняя пермь [280].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Федоровская свита (P_{1-2fd}) согласно залегают на породах магивеемской свиты и согласно перекрывается отложениями ауланджинской свиты.

Ее разрозненные выходы известны в бассейнах рек Кегали и Шайбовеем. Сложена туфоалевролитами, туфосилицитами, алевролитами, песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, пепловыми туфами, туффитами, редкими пластами и линзами известняков. Мощность – 1000 м.

Породы свиты содержат брахиоподы: *Chonetes novozemliaensis* Lich., *Anidanthus* ex gr. *aagardi* Toulou, *Attenuatella stringocephaloides* (Tschern. et Lich.), *Rhynchopora* cf. *lobjaensis* (Tolm.), *Magadania* cf. *bajcurica* Ustr. и фораминиферы *Protonodosaria rauserae* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *netschewi* Tschern., *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot. Возраст пород федоровской свиты на основании определений макро- и микрофауны – ранняя–средняя пермь [280].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Юлговаямская толща (P₂Jul) развита в бассейне р. Юлговаям (правый приток р. Оклан). Согласно залегает на отложениях гыленгинской толщи, по разрывным нарушениям соприкасается с триасовыми образованиями. Сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, мергелями, известняками. Мощность – 580 м.

Отложения толщи бедны определяемыми органическими остатками. В ее разрезе обнаружены *Mourlonia* sp. ind., *Pleurotomaria* sp., *Kolymia inoceramiiformis* Lich., *Luciella* aff. *planconvexa* Grab., *Licharewia* cf. *stuckenbergi* (Netschajev), указывающие, по мнению В. М. Завадовского, на среднепермский возраст вмещающих отложений [280].

Идикигиченская толща (P₂Id) развита в тектонических блоках, протягивающихся в северо-восточном направлении от верховьев р. Кечичма до среднего течения руч. Идикигичен (правый приток р. Парень). Кроме того, толща распространена в верховьях р. Авекова и на правобережье р. Тылхой. Залегает несогласно на отложениях кечичминской толщи, контакт с перекрывающимися образованиями не выяснен. Толща представлена тонкопереслаивающимися глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, известковистыми песчаниками; в подошве и верхней части разреза присутствуют линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащих гальку метаморфических сланцев, мигматитов, кварцитов. Мощность – 1100 м.

В песчаниках найдены остатки *Productidae* gen. sp. ind., *Pleurotomaria* sp., *Kolymia?* sp., которые, по мнению В. Г. Ганелина, Н. И. Караваевой, позволяют датировать вмещающие отложения средней пермью [280].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ауланджинская свита (P₃Al) весьма ограниченно распространена в северо-западной части площади листа в бассейне р. Кегали, где согласно залегает на федоровской свите ранне-среднепермского возраста и несогласно перекрывается ниже-позднетриасовыми отложениями июльской свиты. Сложена алевролитами, содержащими рассеянный песчаный и гравийный материал, известковистыми косослоистыми песчаниками, песчанистыми известняками. Мощность – 250 м.

Содержит фораминиферы *Fronicularia planulata* Gerke, *Rectoglandulina borealis* Gerke; брахиоподы *Canocrinelloides curvatus* Tolm., *C. obrutchewi* (Lich.) и др., указывающие на позднепермский возраст (татарский ярус) вмещающих отложений [280].

Таловско-Майнская зона [4]

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Хинантыкульская свита (O_2hn) развита в осевой части Пенжинского хребта, юго-западной горы Илпинеягенилхин, в пределах тектонической пластины, площадь которой составляет 45–50 км². Свита сложена преимущественно альбитизированными базальтами, долеритами, андезибазальтами, андезитами, обладающими подушечной отдельностью, и их туфами, известняками, яшмами, яшмокварцитами, конгломератами, гравелитами, песчаниками. Окраска пород варьирует от серых до зеленовато-серых, сиреневых и красно-бурых цветов. Соотношения с нижележащими протерозойскими образованиями тектонические.

Эффузивы хинантыкульской свиты характеризуются повышенной натриевой щелочностью, а по геохимической специализации сходны с современными океаническими базальтами спрединговых зон. В частности они характеризуются обедненным легкими лантаноидами спектром распределения редкоземельных элементов [159]. Мощность пород свиты – 500 м.

Из кремнистых пород верхней части разреза свиты выделены радиоларии рода *Ulcundia* (определения Б. В. Назарова), указывающие на ордовикский возраст вмещающих отложений [283]. В гальках конгломератов Ю. Ф. Найденовым [302, 137] найдены раннекембрийские археоциаты, свидетельствующие о том, что при формировании пород хинантыкульской свиты размывались отложения кембрия.

Радиологический возраст базальтов составляет 490 и 480 млн лет (K-Ar) [137]. Возраст пород, по совокупности данных, среднеордовикский.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Куюлпильская свита (O_2-3kl) распространена по р. Харитоня в пределах тектонической пластины площадью около 40 км². Представлена чередованием черных и темно-серых кремнистых алевролитов и фтанитов с редкими пластами (до 1 м) глинистых сланцев, алевролитов и черных известковистых песчаников. Характерным для разреза является присутствие пластов (5–6 м) белых и светло-серых рифогенных известняков, в контакте с которыми залегают черные фтаниты. Мощность пород свиты – 400 м.

В бассейне р. Харитоня из органогенных известняков свиты отобраны конодонты, отнесенные М. Х. Гагиевым к граптолитовой зоне *Nemagraptus gracilis*, соответствующей в стратиграфических разрезах сандбийскому ярусу верхнего ордовика. Кроме конодонтов в известняках обнаружены трилобиты

и брахиоподы. Время обитания трилобитов (по мнению М. Н. Чугаевой) и брахиопод (по заключению М. М. Орадовской) – средний ордовик–ранний силур.

В кремнистых породах свиты Б. Б. Назаровым в шлифах определены радиолярии *Inanihella* aff. *bakanensis* Nazarov, *Ulcundia* cf. *incomperta* Nazarov, *Proventocytum* sp., время обитания которых соответствует среднему–нижней части верхнего ордовика (дапинский–сандбийский ярусы) [283]. По совокупности данных возраст отложений принимается средне-позднеордовикским.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Оленинская свита (*O_{3ol}*) распространена по руч. Олений. В основании видимого разреза залегают конгломераты, сменяющиеся выше глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность пород свиты – 400 м.

В составе обломочного материала преобладают хорошоокатанные округлые и уплощенные гальки, среди которых доминируют серые массивные органогенные плитчатые известняки и кремнистые породы. В меньшем количестве встречаются обломки алевролитов, известковистых песчаников и глинистых сланцев. Около 10 % галек представлены изверженными породами, среди которых преобладают высокоглиноземистые с повышенным содержанием щелочей, низкотитанистые андезибазальты, базальты, диабазы. Кроме них встречаются гальки калиевых щелочных базальтов, в разной степени измененных лейкократовых габбродиоритов, андезитовых туфов, фельзит-порфиоров и альбит-эпидот-хлоритовых сланцев. В цементе конгломератов встречаются хромшпинелиды [20, 159].

В этих же конгломератах Ю. Ф. Найденковым и Т. В. Свербиловой [302] обнаружены и собраны обломки раннекембрийских археоциатовых известняков. Вместе с ними присутствуют карбонатные проблематики *Tubulaconus kordeae* Handf. Те и другие формы характерны для низов зоны *Bonia–Olenellus*, выделяемой на западе Северной Америки (ботомский ярус). Вместе с археоциатами и проблематиками в гальках были найдены характерные для раннего кембрия известковистые водоросли, гальки ордовикских известняков и фтанитов. Из известняков Л. Г. Бондаренко определены конодонты зоны *Pagodus anserinus* Северной Америки, коррелируемой с граптолитовой зоной *Nemagraptus gracilis*. Из фтанитов В. С. Руденко выделены остатки *Ulcundia* [159].

Из глинистых сланцев были собраны граптолиты *Dicellograptus* cf. *gurley* Lapw., *D.* cf. *moffatensis* (Carr.), *Climacograptus parvus* J. Hall, *C.* ex gr. *bicornis* J. Hall, *Ortograptus* ex gr. *calcaratus* (Lapw.), *O.* ex gr. *omiplexicansis* (J. Hall), по заключению Р. Ф. Соболевской и Т. Н. Корень соответствующие позднеордовикской зоне *Ortograptus quadrimicronatus* граптолитовой шкалы [302]. Возраст пород оленинской свиты принимается позднеордовикским (хирнантский ярус).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харитонинская свита (C_{1hr}) развита на северо-западном склоне Пенжинского хребта в пределах полосы протяженностью 45 км, шириной до 10 км, прослеживающейся в северо-восточном направлении от верховий р. Куюлпиль до правобережья р. Белая. Свита представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами, конглобрекчиями, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми и углистыми алевролитами, известняками, каменными углями. Толща фациально изменчива по простиранию. В юго-западной части, в бассейне р. Харитоня, в ее составе преобладают глинистые сланцы, пачки флишоидного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. В северо-восточном направлении в разрезе свиты преобладают крупнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. Нижняя граница свиты не вскрыта. Мощность – 1600 м.

В отложениях свиты обнаружена фауна *Rotaia (Welleria) subtrigona* (Meek et Worth.), *Orulganina* aff. *plenoides* (Sok.), *Choristites* ex gr. *anikeevi* Einor, *Gonioloboceras* aff. *goniobum* Meek, *Goniotites striatus* Sow., *G.* cf. *crenistris* Phill., по заключению В. Г. Ганелина, характерная для визейского яруса [137].

Высокогорская свита (C_{1vg}). Породы свиты распространены в Понтонейских горах. Свиту слагают песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, базальты, андезиты, их туфы, известняки и каменные угли. Породы высокогорской свиты залегают согласно на отложениях харитонинской свиты. Мощность 1200 м.

В отложениях свиты обнаружена фауна. По заключению В. Г. Ганелина, *Canocrinella* ex gr. *undata* Defr., *Spirifer increbescens* Hall, *S.* cf. *furcatus* Sem., а также остатки брахиопод из средней части свиты междуречья Пенжина–Малый Упупкин (мнение Н. В. Литвинович) типичны для визейского и серпуховского ярусов. Остатки флоры из средней и верхней частей свиты, по С. В. Мейену, характерны для поздневизейского–серпуховского времени [250]. Перекрывающие высокогорскую свиту породы на площади листа не обнаружены.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Упупкинская свита (P_{2up}) развита в Пенжинском хребте в тектоническом блоке. Основание пород свиты не вскрыто. Породы свиты представлены разнозернистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, содержащими олистолиты (20–30 м, реже до 350 м) известняков с фауной силура, девона, карбона: *Chaetetes*, *Michelina*, *Halisites*, *Favosites*, *Tabulata* (заключение В. Г. Ганелина) [137]. По руч. Эналватына собраны *Terrakea* aff. *borealis* Ganel., *Tumarinia* sp., *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm.), указывающие, по мнению В. Г. Ганелина, на раннепермский возраст вмещающих отложений (уфимский ярус) [283]. Мощность свиты – 800 м.

ЭПОХА ТРИАСА–ПОЗДНЕЙ ЮРЫ (РАННИЙ ТИТОН)

Тылхойско-Авековская зона [5]

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Июльская свита ($T_{1-3/l}$) распространена по р. Июльская (правый приток р. Парень), р. Кегали и на побережье р. Ичевеем, окаймляя, как правило, отложения верхнего палеозоя. Сложена черными листоватыми аргиллитами, алевролитами, тонко- и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями и линзами известняков (в том числе битуминозных), приуроченными преимущественно к основанию разреза; характерны фосфатные, фосфатно-глинистые, карбонатные конкреции. Мощность – до 500 м.

На подстилающих верхнепермских отложениях залегает согласно и согласно перекрывается породами ачаквеевской свиты.

Нижняя часть разреза свиты охарактеризована ископаемой фауной *Claraia aranea* (Tozer), *Posidonia* cf. *mimer* Oeberg., *Bakevellia* ex gr. *reticularis* Popow, *Vavilovites* cf. *compressus* Vavil. и др. средне-позднеиндского и оленекского времени, верхняя часть – *Leptochondria* ex gr. *albertii* Goldf., *Bakevellia arctica* Kipar., *Daonella* cf. *prima* Kipar., *Czekanowskites* cf. *decipiens* (Mojs.), *Parapopanoceras dzeginensis* Voin., *P.* cf. *paniculatum* Popow, *P.* cf. *inconstans* Dagys et Erm., «*Meleagrinnella*» *omolonensis* Bytschkov, *Nathorstites lenticulatus* Whit. и др., определяющей возраст вмещающих пород в пределах анизия–ладина (определения Ю. С. Репина, И. В. Полуботко). Условно к верхней части разреза свиты отнесены и самые низы карния [280].

Ачаквеевская свита (T_{3ac}) распространена на правобережье р. Правый Ачаквеем. Согласно залегает на отложениях июльской свиты и перекрывается связующинской свитой. Представлена тонкоплитчатыми аргиллитами, алевро-глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и линзами пелитоморфных известняков, мелкими фосфатными и известняково-глинистыми конкрециями. Мощность – 250 м.

Породы свиты охарактеризованы фауной карнийского и норийского ярусов, включая зону *Otapiria ussuriensis* [30, 31]. Наиболее характерны *Dentospiriferina pepeliaevi* Dagys, *Primahalobia korkodonica* (Polub.), *P.* ex gr. *austriaca* (Mojs.), *Zittelihalobia* (*Obruchevihalobia*) *ornatissima* (Smith), *Z.* (*O.*) cf. *fallax* (Mojs.), *Halobia aotii* Kob. et Ich., *Sirenites* ex gr. *serotinus* Tozer, *Yakutosirenites pseudopentastichus* (Bytschkov), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *O. czekanowskii* Tell., *O. zitteli* Tell., *Otapiria ussuriensis* (Vor.) [280].

Мингаузинская толща (T_{3mp}) небольшими полями вскрывается на лево- и правобережье р. Кривая, где ее отложения несогласно залегают на терригенных породах юлговаямской толщи средней перми. Представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и известняками, слагающими флишоидные пачки.

В отложениях толщи обнаружена фауна *Piarorhynchia diva* Dagys, *Oxytoma* ex gr. *koniense* Tuchk., *Palaeopharus* cf. *buriji* Kipar., *Tosapecten* sp. ind., *Chlamys*? sp. ind., *Plicatula* cf. *kolymica* Polub., *Unionites* aff. *subangulata* (Kipar.),

Ochotomya cf. terechovae Polub., *Entolium kolymaense* Kipar., *Triaphorus multiformis* Kipar., *Lima cf. transversa* Polub. и др., характерная для зоны *Tosapekten efimovae* (норийский–рэтский ярусы триаса) [144]. Мощность мингаузинской толщи – 300 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Связующинская свита (T_3-J_1SV) выделена в бассейне руч. Связующий (правобережье р. Июльская, правый приток р. Парень). Представлена локальными выходами на правобережье р. Кегали и на левобережье р. Шайбовеем. Согласно залегает на отложениях ачаквеемской свиты. Сложена туфоалевролитами, туфопесчаниками, песчаниками, туффитами, алевролитами, глинистыми сланцами, аргиллитами; содержит прослой пепловых и псефопсаммитовых туфов основного и среднего состава, известковистых и кремнистых аргиллитов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, известняков. За счет резких колебаний в содержании пирокластике свита фациально изменчива. Мощность – 400 м.

Отложения свиты содержат комплекс фауны (определения Ю. С. Репина, И. В. Полуботко, Ю. М. Бычкова): *Monotis ochotica* (Keys.), *M. jacutica* (Tell.), *M. scutiformis* (Tell.), *Pseudohalorella sibirica* Dagys, *Tosapekten efimovae* Polub., *Oxytoma koniense* Tuchk., *O. czekanowskii* Tell., *O. sinemuriense* (Orb.), «*Meleagrinnella*» *subolifex* Polub. и др., указывающий на подзнетриасовый–раннеюрский возраст вмещающих отложений [280].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тумминский вулканический комплекс щелочнобазальтовый

Представлен покровной фацией.

Тумминская толща (J_1tm) распространена в единственном выходе на правобережье р. Чахнитка (правый приток р. Кегали), где представлена в нижней части разреза (100 м) трахибазальтами, щелочными базальтами, их туфами, вулканомиктовыми песчаниками, туффитами. В песчаниках обнаружена фауна: *Peregrinelloidea* sp., *Oxytoma inaequalis sibirica* Milova, *O. sinemuriensis* (Orb.), *Chlamys* ex gr. *textoria* (Schloth.), *Lima gizhigensis* Polub., *Cardinia* aff. *kullensis* (Troedss.), *Harpax* sp., которая датирует отложение нижним плинсбахом и, возможно, самыми верхами синемюра [280].

Выше разрез наращивается согласно залегающей пачкой зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников с фауной позднего плинсбаха *Rudirhynchia najahaensis* (Moiss.), *Amaltheus bulunensis* Repin, *A. ex gr. talrosei* Repin, *Velata viligaensis* (Tuchk.), *Tancredia otolonensis* Polub. (заключение И. В. Полуботко и Ю. С. Репина, 1979). Мощность пачки – 120 м.

На основании определений фауны возраст пород тумминской толщи – раннеюрский (плинсбахский–тоарский ярусы), хотя не исключено, что верх-

ние слои толщи могут соответствовать низам аалена. Общая мощность толщи – 220 м. Породы ее несогласно перекрываются отложениями кегалинской свиты альбского возраста.

Слаутнинско-Белореченская зона [6]

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Гореловская толща (Т_{3gr}) распространена в верховьях рек Ветгивам, Иттитят. Нижняя граница толщи не вскрыта, перекрывается несогласно нижнеюрской спрутовской толщей. Сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, известняками, базальтами, их туфами, туфами кислого состава, туфопесчаниками. В нижней части сложена переслаивающимися разномерными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в средней преобладают песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов и линзами ракушняков. Верхняя часть более грубозернистая и представлена чередующимися гравелитами, конгломератами и песчаниками с прослоями кислых туфов и туффитов. Мощность – 800 м.

В нижней части разреза – многочисленные остатки верхненорийской фауны: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. densistriata* (Teller), *M. pachypleura* (Teller); в верхней – рэтской: *Tosapecten efimovae* Polub., *Menetrigonia nalivkini* (Tuchkov), *Palaeopharus magadanicus* Bytschkov и др. [49, 121]. Возраст пород толщи поздненорийский–рэтский.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Спрутовский вулканический комплекс базальтовый

Представлен только покровной фацией.

Спрутовская толща (J_{sp}) развита в бассейне руч. Спрут, несогласно залегает на отложениях поздне триасовой гореловской толщи. Толща сложена базальтами, андезибазальтами, их агломератовыми и мелкообломочными туфами, туфопесчаниками, туффитами, алевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами. В нижней части разреза толщи преобладают базальты и их туфы, в верхней доминируют песчаники, алевролиты, туфогравелиты и туфоконгломераты. Мощность – более 500 м.

По химическому составу базальты относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям и являются низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми породами нормального ряда [49].

В отложениях толщи обнаружена фауна геттанг-синемюра: *Otapiria* ex gr. *limaeformis* Zakh., *Astarte* sp., «*Meleagrinnella*» sp., *Camptonectes* ex gr. *lens* Sow., *Laevidentalium* sp. ind., (определения Ю. М. Бычкова, И. В. Полуботко) [49, 304].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Внутреннинская серия (J_2vt) распространена на правобережье р. Кечичма, представлена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туффитами. Мощность – 1700 м. Залегаet согласно на породах спрутовской толщи. Охарактеризована ископаемой фауной аален-байосского ярусов: *Pseudolioceras* ex gr. *maclintocki* (Haugh.), *Retroceramus lungershausenii* Kosch., *R. lucifer* (Eichw.), *R. ex gr. elongatus* Kosch. Кроме этого, в верхней части разреза серии присутствуют окаменелости позднего байоса-бата: *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), *R. ex gr. tengusensis* (Lah.), *R. ex gr. retrorsus* (Keys.), *R. ex gr. porrectus* (Eichw.) и др. [49, 280].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тальнавеемский вулканический комплекс трахидацит-трахиандезитовый

Вулканический комплекс представлен только покровной фацией.

Тальнавеемская толща (J_{2-3tl}) развита в бассейнах рек Тальновеем, Эмповеем. Толща сложена пестроокрашенными туфами трахиандезитов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахидацитов, трахитов, реже их лавами, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами. Песчаники содержат окаменелую древесину, остатки призматических слоев ретроцерамов, *Entolium* sp. ind., *Belemnites* gen. ind. [49]. Мощность пород толщи – 1000 м.

Породы толщи несогласно залегают на образованиях внутреннинской серии и согласно перекрываются среднинской свитой, на основании чего возраст ее принят позднебатским–оксфордским [49].

По химическому составу породы относятся к субщелочному ряду. Щелочность пород повышается за счет оксида натрия, лишь в мегаплагиопорфировых базальтах и трахиандезибазальтах увеличивается содержание оксида калия до 1,7%. Породы преимущественно высокоглиноземистые с повышенным содержанием TiO_2 (1,06–1,8%) и относятся к калиево-натриевой и натриевой сериям.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Среднинская свита (J_3sr) развита в пределах полосы, прослеживающейся от истоков р. Эмповеем до верховьев р. Неювеем. Толща сложена глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность – 1400 м. Породы среднинской свиты согласно залегают на тальнавеемской толще. В нижней части свиты содержатся остатки *Buchia* sp. В районе горы 851 м найдены *Inoceramus?* sp., *Pseudolimea borealis* Pchel., *Buchia* sp., *Cardioceratidae* gen. ind., указывающие, по заключению И. В. Полуботко, на оксфорд-кимериджский возраст вмещающих отложений [49]. На правобережье среднего течения р. Эмповеем в песчаниках найдены *Camptonectes (Boreionectes) broenlundi* Ravn., *Entolium* ex gr. *nummulare* Fischer et Waldh., *E. ex gr.*

demissum (Phill.), *Lima* ex gr. *consobrina* Orb., *Amoeboceras* (*Amoebites*) sp. ind., *Belemnites* gen. ind., относящиеся к кимериджу. Таким образом, комплекс фауны определяет оксфорд-кимериджский возраст пород среднинской свиты.

Гырьянгинская свита (J_3gr) развита на западном побережье Пенжинской губы по рекам Айчан и Эмповею. Свита сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, залегающими согласно на образованиях среднинской свиты и несогласно перекрытыми породами раннемеловой рябинкинской свиты. Содержит ископаемую фауну *Terebratula* sp. ind., *Oxytoma* cf. *interstriata* Eichw., *Buchia mosquensis* (Buch), *B.* cf. *rugosa* (Fisch.), *B.* cf. *orbicularis* Hyatt, *B. circula* Parak., *B.* cf. *flexuosa* Parak. и др., определяющую возраст отложений в пределах кимериджского и волжского ярусов [280].

ЭПОХА ПОЗДНЕЙ ЮРЫ (РАННИЙ ТИТОН)– РАННЕГО МЕЛА (СРЕДНИЙ АЛЬБ)

Колымакско-Шайбовеемская зона [7]

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Озернинская толща (J_3-K_1oz) развита ограниченно в бассейне р. Шайбовеем у северной границы площади листа, где с резким угловым несогласием залегают на породах верхней перми и триаса, и несогласно перекрывается нижнемеловыми вулканитами вилюйкинской толщи. Сложена алевролитами, аргиллитами, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и туфопесчаников. Мощность – 900 м.

В породах толщи обнаружена фауна: *Buchia* cf. *flexuosa* Parak., *B. krotovi* Pavl., *B. aff. tenuicollis* Pavl., *B. ex gr. lahuseni* Pavl., *B. cf. circula* Parak., *Nucula* sp. ind., *Entolium* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Bureiomya* cf. *aleutica* (Eichw.), указывающая на позднеюрский (волжский ярус) – раннеберриасский возраст вмещающих отложений [163].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Теланский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Вулканический комплекс представлен только покровной фацией.

Теланская свита (K_1tn) распространена в междуречье Имповеем–Вискичун (западное побережье Пенжинской губы). Сложена базальтами, андезитами, их туфами, агглютинатами, залегающими несогласно на отложениях гырьянгинской свиты верхнеюрского и на породах гыленгинской толщи подземаменноугольного–раннепермского возраста. Согласно перекрывается нижнемеловой вануонской свитой.

По химическому составу базальты и их туфы относятся к умеренно- и высокоглиноземистым породам толеитовой и известково-щелочной серий. Тип щелочности – натриевый [49].

Из пород свиты собрана флора *Cladophlebis* sp., *Ginkgo* sp., *Nilssonina* sp. и фауна *Arca* sp., *Astarte* sp., *Liostrea* sp., указывающие на берриас-валанжинский возраст вмещающих отложений [220]. Мощность теланской свиты – 600 м.

Эльгякчанская свита (K_1el) развита на незначительной площади в междуречье Эруди–Авлондя–Авнавлю в крайней северо-западной части площади листа, где несогласно залегает на отложениях триаса и юры и несогласно перекрывается образованиями чайвавеемской свиты альб-сеноманского возраста. Сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, известняками, гравелитами. Мощность – 900 м.

Породы свиты содержат комплекс фауны: *Buchia crassiocollis* (Keys.), *B. cf. viligensis* (Sok.), *B. pacifica* (Jeletzky), *B. sublaevis* (Keys.), *B. crassa* (Pavl.), *B. inflata* (Toula) и др., характерный для валанжинского яруса (заключение К. В. и Г. В. Паракецовых, А. Л. Чепалыги) [310].

Вануонская свита (K_1vn) распространена весьма ограниченно в междуречье Имповеем–Ван-Уонаваям на юге западного побережья Пенжинской губы. Согласно залегает на вулканитах теланской свиты, кровля на площади листа не установлена. Свита сложена вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками с прослоями и пачками алевролитов, конгломератов, туфов основного и среднего состава, потоками андезитов. Мощность – 1700 м. Охарактеризована фауной *Inoceramus paraketzovi* Efim., *Astarte* sp., *Lima* sp., *Pinna* sp., *Hertneilites* sp., *Cylindroteuthis* sp., характерной для готерива [280].

Усовский вулканический комплекс базальт-андезит-дацитовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Усовская свита (K_1us) развита в пределах полосы, простирающейся по правобережью р. Пенжина от среднего течения р. Тылхой до низовьев р. Хиузная. Залегает с угловым несогласием на верхнекарбонových–нижнепермских и среднепермских образованиях [337] и несогласно перекрывается породами коячанской свиты аптского возраста и альбской ненеитской свитой [2, 38, 101].

Сложена переслаивающимися алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами и их туфогенными разностями в нижней части; туфами кислого состава с прослоями туфов среднего состава, туффитов, песчаников и гравелитов – в средней; в верхней части преобладают туфы среднего состава, переслаивающиеся с базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, их туфами и туффитами. Мощность отложений колеблется от 1000 до 2800 м. Характерна региональная пропицитизация пород и фациальное замещение эффузивов разнообломочными туфами и туфоконгломератами. По химическому составу эффузивы свиты относятся к нормальному петрохимическому ряду с натриевым типом щелочности [2, 10].

Породы содержат богатый комплекс фауны: *Simbirskites* ex gr. *speetonensis* (Young et Bird), *Inoceramus* cf. *paraketzovi* Efim., *I.* ex gr. *colonicus* And.,

Thracia? sp., *Epicyprina* cf. *aborigenea* Skwarko, *Astarte* ex gr. *semicostata* Nagao, *Limatula* sp., *Entolium* sp., *Dentalium* sp., *Ostrea* sp., указывающий на готеривский и, возможно, раннебарремский возраст отложений (определения М. А. Пергамента), и фораминифер: *Rhizammina indivisa* Brady, *Bathysiphon brosgei* Tappan, *Psammosphaera laevigata* White, *Reophax desceri* Tappan, *Glomospira gordialis* (Parker et Jones), *Ammodiscus siliceus* Tappan, *Haplophragmoides rota* Nauss, *Buccicrenata condensa* Dulub, *Spiroplectammina nuda* Lalicker готерив-барремского возраста (определения Н. М. Петриной) [3, 38].

Субвулканические образования (β , α , λ , ζ K₁us) представлены штоками базальтов, андезитов, риолитов и дацитов, которые приурочены к полям развития покровной фации комплекса. По петрохимическим характеристикам они близки к эффузивам покровной фации.

Коячанская свита (K₁k^с) обнажена по р. Коячан в пределах узкой полосы северо-восточного направления. Свита сложена полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с подчиненным количеством туфов кислого и среднего состава. Породы свиты залегают с угловым несогласием на образованиях усовской свиты и несогласно перекрываются породами ненеитской свиты.

В отложениях коячанской свиты обнаружена фауна *Panope elongatissima* McLearn, *Tancredia* ex gr. *stelski* McLearn, *Astarte ignekensis* Imlay, *A. portana* McLearn, *Nucula athabaskensis* McLearn, *N. dowlingi* McLearn, *Psilomya* aff. *poterpondi* McLearn, *Pleuromya* aff. *kelleri* Imlay, указывающая, по мнению Г. П. Тереховой, на аптский возраст вмещающих отложений [2]. Мощность пород свиты – 350 м.

Кегалинская группа

В группу включены кегалинская и ненеитская свиты.

Кегалинская свита (K₁kg) распространена в верховье р. Кегали, сложена разнотерными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углито-глинистыми сланцами, конгломератами, базальтами и их туфами, туфами кислого состава, каменными углями. Для пород характерна четкая слоистость, хорошая сортировка обломочного материала. Свита залегают с угловым несогласием на подстилающих образованиях. Отложения насыщены растительными остатками *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris bicrenata* Samyl., *C. nympharum* (Heer) Vachr., *Asplenium rigidum* Vassil., *Nilssonia magnifolia* Samyl., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Schap., указывающими на ранне-среднеальбский возраст вмещающих отложений [280]. Мощность пород свиты – 350 м.

Ненеитская свита (K₁nn) распространена довольно широко в бассейнах рек Ниньчех, Хиузная, Тургунчак, а также по рекам Малый и Большой Чалбугчан, рекам Шестакова и Микина. На нижележащих образованиях залегают несогласно с конгломератами в основании и несогласно перекрывается ниже-верхнемеловыми породами ильваваамской свиты. Отложения свиты представлены разногалечными и валунными конгломератами, гравелитами, песчаниками (иногда известковистыми), туффитами среднего состава, алев-

ролитами, песчаниками с рассеянной галькой и гравием, туфами среднего состава, каменными и бурыми углями. Мощность свиты 1600 м.

В отложениях ненеитской свиты обнаружена флора *Birisia onychioides* (Vass. et K.-M.), *Coniopteris bicrenata* Samyl., *Cladophlebis* sp., *Arctopteris lenaensis* Vass., *Asplenium popovii* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Schap., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe (определения Е. Л. Лебедева) [38], позволяющая ограничить возраст вмещающих отложений поздним–средним альбом.

Рябинкинская свита (*K₁rb*) сложена континентальными осадочно-вулканогенными образованиями: песчаниками, гравелитами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, андезитами, андезибазальтами, базальтами и их туфами, туфами дациандезитов, туффитами, каменными углями. Ее породы прослеживаются в пределах широкой (до 10 км) полосы от р. Тальноее до верховьев р. Ветгиваям. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы по латерали фациально замещают друг друга, залегая несогласно на подстилающих образованиях. Мощность – 1100 м.

По химическому составу эффузивные породы высокоглиноземистые, нормального ряда, принадлежат к калиево-натриевым или натриевым (основным породам).

Из отложений свиты отобрана флора *Birisia* (*Arctopteris*?) sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C.* cf. *acuminata* Krysht. et Pryn., *Dicotyledones* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Desmiodiophyllum* sp., указывающая на апт-альбский возраст вмещающих пород [49].

Хайокланский латеральный ряд вулканических комплексов

В состав латерального ряда входят хайокланский базальт-андезитовый и вилюйкинский базальт-андезибазальтовый вулканические комплексы. Оба комплекса представлены покровными фациями.

Хайокланский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Хайокланская толща (*K₁hk*) развита в северо-восточной части листа, прослеживаясь от верховьев рек Хайоклан и Оклан до среднего течения р. Холоховчан. В верховьях рек Малый Оклан и Холоховчан породы толщи несогласно залегают на пермских отложениях, перекрываются также несогласно вулканитами тылхойского и окланского вулканических комплексов. Сложена туфами и лавами андезитов с пластами агломератовых туфов, песчаников, гравелитов, алевролитов и их туфогенных разностей, доля которых увеличивается в бассейнах рек Хайоклан, Подснежная, Серебрянка. Там же, в низах разреза появляются дациты и их туфы. В верховьях р. Оклан в разрезе преобладают игнимбриты и туфы дацит-андезитового состава с редкими потоками андезитов. Толща фациально изменчива по латерали: преимущественные туфы, развитые в бассейне рек Оклан и Хайоклан, по направлению на северо-восток в бассейн рек Романиха и Холоховчан замещаются лавами андезитов. Здесь же появляются лавы андезибазальтов. Мощность отложений

колеблется от 350 до 600 м. Органических остатков в отложениях толщи не обнаружено. Среднеальбский возраст определяется несогласным перекрытием ее пород позднеальбской тылхойской свитой. Этому не противоречат К-Аг датировки, составляющие 109 и 107 млн лет. По химическому составу породы относятся к нормальному петрохимическому ряду с калиево-натриевым типом щелочности [163]. Для вулканитов толщи характерна региональная пропилитизация.

Виллойкинский вулканический комплекс базальт-андезибазальтовый

Виллойкинская толща (K₁M) занимает значительные площади в междуречье Эруди–Ачаквеем и на левобережье р. Шайбовеем. С угловым несогласием залегает на пермских, триасово-нижнеюрских, валанжинских отложениях. Несогласно перекрывается тылхойской свитой. Сложена переслаивающимися покровами афировых андезитов, миндалекаменных базальтов, андезибазальтов и их туфов; последние преобладают в средней части разреза. В нижней части отмечаются линзовидные прослои туфопесчаников, туфоконгломератов, туфоалевролитов, черных алевролитов. В бассейне р. Шайбовеем в верху разреза толщи присутствуют прослои дацитов и дациандезитов, их туфов, а андезиты замещаются андезибазальтами. В междуречье Эруди–Ачаквеем преобладают над другими породами миндалекаменные базальты, андезибазальты и их туфы.

По химическому составу породы относятся к нормальному петрохимическому ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Содержание глинозема в них неравномерно и несколько повышено относительно средних значений [163].

Возраст толщи определяется на основании ее сходства с аналогичными отложениями, выделенными севернее [49] и охарактеризованными ископаемой флорой, которую Е. Л. Лебедев [91] выделил в виллойкинский флористический комплекс среднеальбского возраста. Мощность виллойкинской толщи – 600 м.

Тылхойский вулканический комплекс дацит-риолитовый

Тылхойская свита (K₁t_s) развита в бассейнах рек Чахнитка, Тылхой, Шайбовеем, Якякваям. Залегает несогласно на породах кегалинской свиты, на вулканитах виллойкинской и хайокланской толщ, на терригенных отложениях перми и ненеитской свиты. Перекрывается с угловым несогласием вулканитами ранне-поздне меловой окланской свиты. Сложена тылхойская свита пестроцветными псаммо-псефитовыми туфами, игнимбритами дацитового, трахидацитового состава, реже лавами риодацитов и дацитов, трахидацитов, трахириолитов с отдельными покровами андезитов и их туфов, линзовидными прослоями конгломератов, песчаников и их туфогенных разностей, тяготеющими к низам разреза. Игнимбриты преобладают в верхней части. Характерна фациальная изменчивость по латерали, заключающаяся в смене туфов игнимбритами или лавами и в их количественном соотношении. В бассейне р. Тылхой свита сложена разнообломочными туфами смешанного состава,

потоками дацитов и андезитов. Своеобразен состав ксенолитов, составляющих до 60 % объема пород, представленных вулканитами разного состава, гранитами, гнейсами [75]. Мощность свиты – до 1100 м.

Возраст отложений определяется ископаемой флорой: *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl., *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cladophlebis* sp., *Elatocladus* sp., *Coniopteris* cf. *onychoides* Vass. et K.-M., *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *Sphaenobaiera* cf. *longifolia* (Pomel) Florin, *Podozamites angustifolia* Heer, *Sequoia* cf. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. obovata* Knowlt., указывающей на позднеальбский возраст вмещающих отложений. Этому не противоречат К-Аг датировки субвулканических тел риолитов, автомагматических брекчий и покровных риолитов, равные 101–105 млн лет. По химическому составу эффузивы комплекса соответствуют нормальному и умереннощелочному петрохимическим рядам калиево-натриевого и натриевого типов щелочности. Отмечается пересыщенность кислых вулканитов кремнеземом.

Субвулканические образования ($\zeta\alpha$, ζ , λ K_{1ts}) распространены в междуречье Хайоклан–Малый Шайбовеем–Кытына и верховье р. Тылхой. Представлены некками и пластовыми телами, сложенными флюидалными и массивными риолитами, дацитами. Распространены некки и силлообразные тела риолитов, дацитов, дациандезитов и трахидацитов. В эндоконтакте тел нередко автомагматические брекчии и кластолавы. Радиологический возраст автомагматической брекчии составляет 105 млн лет (К-Аг) [280].

Ичевеемская свита (K_{1c}) распространена в северо-западной части территории. Нижняя граница свиты не вскрыта, перекрывается несогласно образованиями чайваеемской свиты. Сложена валунно-галечными туфо- и вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками с прослоями туфоалевролитов, аргиллитов; местами в нижней и верхней частях разреза появляются прослой туфов среднего состава, а конгломераты по латерали замещаются туфопесчаниками и туфоалевролитами. Мощность пород свиты – 500 м.

В туфопесчаниках верхней части разреза свиты собраны остатки растений: *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Sequoia obovata* Knowlt., *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. subulata* Heer, по определению Г. Г. Филипповой, характеризующие пограничные слои нижнего и верхнего мела. Возраст пород свиты принят, согласно Решениям... [145], раннемеловым.

Тайгоносско-Мургальская зона [8]

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Никлекульская свита (J₃–K_{1nk}) имеет весьма ограниченное распространение. Сложена песчаниками, гравелитами, их туфогенными разностями, конгломератами, туфами кислого, среднего и основного состава, мергелями, яшмами, залегающими несогласно на смежной с востока площади на породах чахматкуульской свиты и согласно перекрывающимися терригенными отложениями мялекасынкой толщи. Мощность пород свиты – 900 м.

В отложениях свиты собрана фауна *Buchia terebratuloides* (Lach.), *B. cf. fischeriana* (Orb.), *B. cf. flexuosa* (Parak.), *B. ex gr. lachuseni* (Pavl.), *B. cf. obliqua* (Tulb.), *B. aff. okensis* (Pavl.), *B. aff. krotovi* (Pavl.), *B. cf. unschensis* (Pavl.), *B. cf. tenuicollis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lach.), *B. aff. circula* (Parak.) и др., указывающая, по заключению К. В. и Г. И. Паракецовых, на титон-берриасский возраст вмещающих отложений [3].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кингивеевская свита (*K₁kn*) слагает серию тектонических чешуй в Пенжинском хребте, отдельные блоки в междуречье Таловка–Амитгын и отличается сложным и фациально резко изменчивым строением. Основание ее не вскрыто. Свиту слагают яшмы, кремни, базальты, андезибазальты, реже андезиты, дациты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, эпидот-талк-хлоритовые, микрокварциты, глыбы мраморизованных известняков, реже встречаются кремнистые алевролиты, олистостромовые включения рифогенных известняков девонского возраста. Мощность – 800 м.

Вулканиды кингивеевской свиты преимущественно натриевые, содержание титана нередко достигает 2–2,6%. В кремнистых породах обнаружены радиолярии: *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Stylosphaera*, *Conosphaera*, *Dicolocapsa*, *Tricolocapsa*, *Hemicryptocapsa*, родовой набор которых (по заключению Л. И. Казинцовой) соответствует койвэрэланскому комплексу стратотипического разреза кингивеевской свиты берриаса [139]. Радиологический возраст базальтов и андезитов, входящих в состав свиты (*K-Ar*) составляет 133 ± 6 ; 130 ± 10 ; 124 ± 6 ; 121 ± 10 млн лет [137], что соответствует раннему мелу. Возраст пород кингивеевской свиты – берриас-валанжинский [137].

Следует отметить, что некоторые блоки и глыбы в куюльском серпентинитовом меланже сложены породами, схожими с образованиями кингивеевской свиты. Сотрудниками ГИНа РАН из пород этих блоков и глыб выделены радиолярии поздне триасового, поздне триасового–раннеюрского, раннеюрского и позднеюрского возрастов [140]. Для отнесения этих пород к кингивеевской свите и уточнения ее возраста ими предлагается провести дополнительные исследования.

Мялекасынская свита (*K₁mk*) наиболее широко распространена в Маметчинских горах (бассейны рек Весёлая, Горелая и Коневаям) и в Пенжинском хребте по рекам Таловка и Пальматкина. Характеризуется выдержанностью состава по площади и представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, их туфогенными разностями, конгломератами, туфами основного и среднего состава, олистолитами песчаников, известняков, кварцитов, зеленых сланцев девонского возраста. Соотношения с нижележащей кингивеевской свитой трактуются по-разному. В. П. Похиалайнен [139] указывает на постепенный переход между ними. Мялекасынская свита в хр. Тылакрыл согласен перекрывается отложениями тылакрыльской свиты. Мощность пород мялекасынской свиты – 750 м.

По руч. Конгломератовый (Маметчинские горы) в песчаниках обнаружены *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. crassa* (Pavl.), *B. periformis* (Lah.), *B. concentricus* (Fisch.), *B. aff. crassicollis* (Keys.), *B. bulloides* (Lah.), *B. inflata* (Toula), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. sublaevis* (Pavl.), характерные, по заключению К. В. и Г. И. Паракецовых, для валанжинского яруса нижнего мела [283].

Тылакрьльская свита (K_{tl}) залегает согласно на отложениях мяле-касынской свиты и согласно перекрывается породами кармаливаямской свиты. Представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, агломератовыми туфами базальтов, туфоконгломератами, олистостромами, конглобрекчиями, серпентинитовыми песчаниками, гравелитами, гипербазитовыми брекчиями. Присутствуют олистолиты песчаников, туфопесчаников, туфов, известняков, кремней юрского, триасового, пермского, девонского возрастов.

Мощность пород тылакрьльской свиты – 2200 м.

В отложениях обнаружена фауна *Simberskites cf. umbonatus* (Pavl.), *S. cf. speetonensis* Young et Bird., *S. gagaensis* Poch. et Ter., *Inoceramus cf. aucella* Trautv., *I. cf. pseudopropinguus* Perg., *I. ex gr. paraketzovi* Efim., *I. colonicus* Ander. по определению В. Н. Верещагина, М. А. Пергамента, Г. П. Тереховой, В. П. Похиалайнена готерив-барремского возраста. У мыса Конгломератовый из отложений тылакрьльской свиты собраны белемниты *Cylindroteuthis* (*Arctoteuthis*) *aff. subporrecta* Bodyl., *C. (A.) ex gr. repentina* Sachs et Nalch., *Arctoteuthis ex gr. conoides* Swin., датирующие, по мнению В. Н. Сакса и Т. И. Нальняевой, возраст вмещающих отложений готеривским ярусом [139, 283].

Кармаливаямская свита (K_{kr}) развита в Маметчинских горах и на Маметчинском полуострове, согласно залегает на отложениях тылакрьльской свиты, граница с которой проводится по резкой смене литологического состава вверх по разрезу терригенных отложений вулканогенно-осадочными. Свита сложена агломератовыми туфами базальтового состава, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, олистостромами. Значительный объем в отложениях свиты занимают олистостромы с олистолитами гипербазитов, глыб и блоков пермских и карбоновых пород [283]. Мощность пород свиты – 700 м.

Для свиты характерна ауцеллиновая фауна *Aucellina caucasica* Buch., *A. cf. aptiensis* (Orb.), *A. cf. peculnejensis* Ver., *A. cf. anadyrensis* Ver., *A. cf. penjiensis* Ver., *A. cf. ucturiensis* Ver., *Holcodiscoides?* sp., *Gaudryceras* sp. (определения В. Н. Верещагина и Г. П. Тереховой), указывающая на позднебарремско-раннеаптский возраст вмещающих отложений [139, 283].

Тихореченская свита (K_{th}) развита в Маметчинских горах и Пенжинском хребте, согласно залегает на отложениях кармаливаямской свиты и несогласно перекрывается кедровской свитой. Ее слагают песчаники, алевролиты, аргиллиты, агломератовые туфы базальтового состава, туфопесчаники, конкреции известковистых алевролитов. Мощность – 1700 м.

Из туфопесчаников и алевролитов свиты В. Н. Верещагиным и Г. П. Тереховой определены *Aucellina cf. penjiensis* Ver., *A. cf. ucturiensis* Ver., *A. cf. aptiensis* (Orb.), *A. caucasica* Buch., *A. cf. aptiensis* (Orb.), *A. cf. peculnejensis* Ver., *A. cf. kamtschatica* Ver., характеризующие аптский возраст вмещающих отложений [139, 283]. Из собранной флоры Г. Г. Филипповой определены

Jacutella amurensis (Nov.) Jam. [283]. Возраст пород тихореченской свиты – аптский.

Кедровская свита (K_1kd) распространена в Маметчинских горах и Пенжинском хребте, представлена алевролитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами, известняками. В нижней части разреза (700 м) преобладают крупнообломочные породы, верхняя (550 м) сложена пачками флишеидного переслаивания черных аргиллитов, алевролитов и среднезернистых песчаников с прослоями (до 0,5 м) мелкогалечных конгломератов и конкрециями известковистых алевролитов.

Кедровская свита залегает несогласно с конгломератами в основании на отложениях тихореченской свиты и также несогласно перекрывается конгломератами маметчинской свиты альб-сеноманского возраста.

В нижней части разреза кедровской свиты обнаружена фауна *Anagaudryceras aurarium* (And.), *Grantziceras affine* (Whit.), *Leconteites deansi* (Whit.), *Freboldiceras singulare* (Imlay), *Grycia dubia* (I. Mich. et Ter.), *Subarcthoplites talkeethanus* (Imlay) (сборы и определения А. И. Алабушева) раннеальбского времени.

Возраст верхней части разреза пород свиты определяется многочисленными остатками *Grantziceras affine* (Whit.), *Anagaudryceras aurarium* (And.), *Grycia dubia* (I. Mich. et Ter.), *Inoceramus anglicus* Woods, указывающими, по заключению А. И. Алабушева, на среднеальбский возраст вмещающих отложений [283].

Возраст отложений кедровской свиты – ранний–средний альб, общая мощность – 1250 м.

Охотско-Чукотская зона [9]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Чайваеemский латеральный ряд вулканических комплексов

В состав ряда входят вулканические комплексы: чайваеemский базальт-андезибазальтовый, шайбовеemский андезит-базальтовый, ильваваамский базальт-андезитовый, окланский андезит-андезибазальтовый.

Чайваеemский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Чайваеemская свита ($K_{1-2}čv$) развита на лево- и правобережье р. Кегали. С угловым несогласием залегает на различных горизонтах кегалинской, ичевеemской свит и на триасовых отложениях. Также несогласно перекрывается кислыми вулканиками снежинской толщи. Сложена в нижней части андезитами с пепловыми и мелкообломочными туфами (200 м) и массивными миндалекаменными базальтами, в верхней – андезибазальтами (около 300 м). В бассейне р. Якяквеem свита представлена андезитами и андезибазальтами, их туфами и агломератовыми туфами. В верховье р. Тыкляваам нижняя часть свиты представлена вулканомиктовыми конгломератами,

туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами с прослоями витрокластических туфов и углистых алевролитов, потоками андезитов, андезибазальтов, их агломератовыми, псефитовыми и мелкообломочными туфами. Мощность свиты – 800 м.

Пепловые туфы и туфоалевролиты чайвавеемской свиты содержат растительные остатки: *Cladophlebis* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Podozamites* sp., *Angiospermae* sp., *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, характерные для позднего альба–раннего сеномана (определения В. А. Самылиной, Г. Г. Филипповой) [310].

Субвулканические и жерловые образования (αK_{1-2}^{sb}) представлены силами и штоками, сложенными андезитами, андезибазальтами, локализованными в полях развития чайвавеемской свиты либо в их обрамлении. По химическому составу относятся к нормальному ряду преимущественно калиево-натриевого типа щелочности, в меньшей мере – натриевого.

Шайбовеемский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Шайбовеемская толща (K_{1-2}^{sb}) обнажается в междуречье Чахнитка–Эруди, где образует небольшие лавовые поля, несогласно перекрывающие кислые вулканы тылхойской свиты или андезиты вилюйкинской толщи. Разрозненные выходы отмечаются восточнее на правобережье р. Шайбовеем. Сложена толща массивными и миндалекаменными двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми андезибазальтами, андезитами и их туфами с пластами туфов и игнимбритов кислого состава, базальтов, линзами туфогенно-осадочных пород. Мощность отложений – 400 м. Характерна фациальная изменчивость по латерали: в бассейнах рек Чахнитка и Эруди преобладают лавы андезитов и андезибазальтов, восточнее (бассейн р. Шайбовеем) в разрезе превалируют литокластические туфы андезитов, лавы андезитов слагают редкие покровы, присутствуют прослои алевролитов с отпечатками ископаемой флоры, туфов кислого состава и потоки оливинных базальтов. В основании встречаются линзовидные прослои алевролитов, углистых алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов с галькой андезитов, риолитов, дацитов и их туфов. Отложения охарактеризованы ископаемой флорой: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Schap., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Araucarites* aff. *microphylla* Sveshn., *Sequoia* cf. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *Elatocladus* cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, которая, по заключению В. А. Вахрамеева и Е. Л. Лебедева, характерна для начала сеномана [280]. В Решениях... [146] возраст шайбовеемской толщи ограничен первой половиной сеномана.

Субвулканические образования (αK_{1-2}^{sb}) представлены многочисленными штоками андезитов, развитых в бассейне р. Эруди среди покровных фаций шайбовеемской толщи. По химическому составу породы комплекса относятся к нормальному ряду с калиево-натриевым типом щелочности и характеризуются высокой глиноземистостью. Радиологический возраст андезитов бассейна р. Оклан составляет 101 млн лет (K-Ar) [280], что

соответствует среднему альбу. Учитывая результаты определений флоры и радиологические определения, возраст пород шайбовеемского комплекса принимается альб-сеноманским.

Ильваваамский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Ильваваамская свита (K_{1-2il}) прослеживается непрерывной полосой в северо-восточном направлении из бассейна р. Микина в долину р. Чалбугчан и далее на левобережье р. Пенжина. Свита залегает несогласно на раннемеловых образованиях усовской и ненеитской свит. Верхняя граница на площади листа неизвестна.

Для свиты характерна значительная фациальная изменчивость по латерали и по вертикали. Так, на левобережье р. Тылхой преобладают пироксеновые и роговообманковые андезиты с редкими прослоями их туфов, в основании – туфы базальтов и андезибазальтов. В направлении на северо-восток на левобережье р. Большой Чалбугчан свита представлена толщей переслаивающихся крупнообломочных литокластических туфов андезитов и туфогенно-осадочных пород: туфопесчаников, туфоконгломератов, туффитов и отдельными покровами андезитов (690 м). Еще северо-восточнее, в среднем течении р. Хиузная в разрезе преобладают туфы андезитов; туфогенно-осадочные отложения и лавы андезитов присутствуют в виде редких потоков. В то же время появляются покровы лав и туфов кислого состава (правобережье р. Хиузная). Существенно лавовый состав свиты обнажен на северном склоне Ичигемского хребта (верховья р. Безымьянная): преобладают пироксен-амфиболовые андезиты, переслаивающиеся с литокластическими туфами и редкими прослоями туфопесчаников (800 м). В бассейне р. Юлговаам в верхних частях свиты существенную роль играют лавы и туфы кислого состава, а в междуречье Микина–Юлговаам развиты полого залегающие покровы преимущественно андезитов и базальтов, в верхних частях преобладают андезибазальты и базальты с пластами псефитовых и агломератовых туфов. Мощность свиты колеблется от 700 до 1500 м.

Отложения содержат по всему разрезу ископаемую флору: *Equisetites* sp., *Coniopteris* cf. *setacea* (Pryn.) Vachr., *Birisia* cf. *onychoides* (Vass. et K.-M.) Samyl., *Onyphiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Asplenium johnstrupii* Heer, *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Schap., *Nilssonia* cf. *borealis* Samyl., *Elatocladus* ex gr. *gracillimus* (Holl.) Sveshn., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl., *Sequoia subulata* Heer, *Araucarites anadyrensis* Krysht. и др., характерные для альба, особенно верхнего, и сеномана [280]. Многочисленные K-Ar датировки вулканитов свиты составляют 101–105 млн лет [38, 101].

Субвулканические и жерловые образования ($\alpha, \alpha\beta, \zeta, \lambda K_{1-2il}$) представлены штоками, силлами и редкими некками, сложенными массивными и миндалекаменными андезитами, андезибазальтами, дацитами, риолитами. В крупных телах нередко андезиты переходят в диорит-порфириды. В междуречье Микина–Юлговаям зафиксированы некки концентрического строения диаметром до 150 м, сложенные базальтами, андезибазальтами и их пористыми шлаками.

По химическому составу эффузивы комплекса относятся к нормальному ряду с натриевым (преимущественно), реже калиево-натриевым типом щелочности.

Окланский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Окланская свита (K_{1-20k}) широко распространена в междуречье Малый Оклан–Оклан и в бассейне р. Холоховчан. Несогласно залегает на образованиях хайокланской и тылхойской свит и с аркозовым контактом на раннемеловых гранитоидах. Перекрывается с угловым несогласием вулканитами макковеемской или атвувеемской свит. Сложена переслаивающимися андезитами и их туфами, верхние части разреза – андезибазальтами, базальтами и их агломератовыми туфами, в нижней части разреза присутствуют туфоконгломераты, туфопесчаники, туфогравелиты, замещающиеся по латерали на отдельных участках вулканитами; изредка встречаются игнимбриты, дациандезиты, дациты и их туфы. Туфоконгломераты нередко содержат гальку гранитов и гранодиоритов. Мощность отложений – 700 м.

Туфогенно-осадочные породы содержат растительные остатки: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Nilssonia* sp., *Ginkgo* cf. *adaintoides* (Ung.) Schap., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nabt., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Araucarites* aff. *microphylla* Sveshn., *Elatocladus* cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Sequoia* cf. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *Metasequoia* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Quereuxia* cf. *angulata* (Newb.) Krysh., *Tuja cretacea* (Heer) Newb., которые характерны для раннего сеномана [91, 92, 175].

Субвулканические образования ($\alpha, \beta K_{1-20k}$) представлены штоками, силлами, некками андезитов и базальтов, тяготеющих к полям развития окланской свиты. По химическому составу эффузивы комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду с калиево-натриевым и натриевым типом щелочности.

Радиологический возраст (K-Ar) как покровных, так и субвулканических образований составляет от 93 до 102,5 млн лет [280], что не противоречит принятому альб-сеноманскому возрасту пород вулканического комплекса.

Макковеемский латеральный ряд вулканических комплексов

В состав ряда входят вулканические комплексы: макковеемский трахидацит-трахириолитовый, снежинский риодацит-риолитовый.

Макковеемский вулканический комплекс трахидацит-трахириолитовый

Макковеемская свита (K_2mk). Значительные по площади выходы свиты расположены в северной части на правобережье р. Романиха, где образуют субгоризонтально залегающее плато. Небольшие поля отмечаются на правобережье р. Холоховчан. Несогласно перекрывает разновозрастные подстилающие образования и раннемеловые гранитоиды, несогласно перекрывается базальтами атвувеемской свиты. Сложена игнимбритами риолитов, рио-

дацитов, дацитов, трахидацитов, трахириолитами, трахидацитами, риолитами, их туфами, редко туфами андезитов и андезибазальтов, в подошве отмечаются линзы плохо сортированных валунно-галечных туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Роль туфогенно-осадочных пород возрастает в северо-восточном направлении (бассейн р. Кургучан). Обломочный материал в туфоконгломератах представлен вулканитами основного и среднего состава, гранитоидами [38]. Мощность отложений – 700 м.

Радиологический возраст (K-Ar) эффузивов макковеевского комплекса составляет 76–86 млн лет, что соответствует сантонскому и кампанскому ярусам общей шкалы. Е. Л. Лебедев, по определениям флоры [92], считает возраст вмещающих отложений сантон-раннекампанским, что согласуется с радиологическими датировками 84–77 млн лет [280].

Субвулканические и жерловые образования (ζK_2mk) представлены силлами и штоками, сложенными дацитами. По химическому составу вулканиты комплекса соответствуют нормальному и умереннощелочному петрохимическим рядам с натриевым типом щелочности.

Снежинский вулканический комплекс риодацит-риолитовый

Снежинская толща (K_2sn) распространена очень ограниченно, образуя небольшое по размерам лавовое плато на левобережье р. Кегали, где несогласно залегает на образованиях чайвавеемской свиты. Перекрывающие образования не наблюдались. Сложена риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами и игнимбритами с редкими прослоями туфоалевролитов, туфоконгломератов, туфопесчаников. Мощность – до 400 м. Западнее границы территории (бассейн р. Парень) породы содержат ископаемую флору: *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia subulata* Heer, *Trochodendroides cf. richardsonii* (Heer) Krysh., определяющую возраст толщи не древнее сеномана. На смежной с запада территории Rb-Sr возраст (изохронные определения) пород толщи составляет 83 ± 5 млн лет, что соответствует сантону–кампану.

Субвулканические образования ($\zeta, \lambda \zeta, \lambda K_2sn$) распространены в междуречье Кегали–Ичувеем. Представлены пластовыми телами риолитов и дацитов мощностью до 200 м. По химическому составу породы комплекса относятся к нормально-, редко к умереннощелочному рядум калиево-натриевого типа.

Атвувеевский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Атвувеевская свита (K_2dt) образует разрозненные лавовые плато, бронирующие водоразделы в междуречье Шайбовеем–Малый Шайбовеем. Вулканиты с угловым несогласием перекрывают образования тылхойской, окланской, макковеевской свит. Сложена оливиновыми и двупироксеновыми базальтами, в меньшей мере в ее строении участвуют андезибазальты и андезиты, редко трахиандезиты, трахидациты, в основании наблюдаются линзы конгломератов, туфопесчаников, туфогравелитов. Мощность свиты – до 400 м.

Поздне меловой (возможно, сенонский) возраст свиты обосновывается редкими остатками флоры, содержащейся в отложениях севернее границы листа: *Sphenopteris* sp., *Cycadophyta?* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl. [176]. Радиологический возраст базальтов свиты составляет 72; 78; 79 и 90 млн лет (К-Ar), что соответствует кампану–маастрихту [2, 38].

Субвулканические и жерловые образования (β K₂at) представлены штоками и пластовыми телами базальтов, развитыми преимущественно в обрамлении базальтовых полей. По химическому составу вулканиды свиты относятся к нормально- и умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности.

Пенжинская зона [10]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Маметчинская свита (K_{1-2mm}) распространена в Маметчинских горах, в бассейнах рек Кармаливаям, Мамет, Кедровая и в Пенжинском хребте. Залегает с угловым несогласием с базальными конгломератами в основании на отложениях кедровской свиты и согласно перекрывается терригенными породами пенжинской свиты. Маметчинская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, туфами кислого состава, каменными углями. Мощность – 1200 м.

В нижней части разреза свиты обнаружена фауна: *Neogastroplites americanus* (Rees et Weim.), *Marshallites columbianus* McLearn, *Rapidoplacenticeras discoides* (Avdeiko), *Eoscaphtes* cf. *subcircularis* (Spath.), *Lima* sp., *Protocardia* sp., указывающая, по мнению А. И. Алабушева, на позднеальбский возраст вмещающих отложений. В средней и верхней частях разреза свиты М. А. Пергаментом и А. И. Алабушевым выделены слои с *Neogastroplites americanus*, *Marshallites columbianus* и *Pseudohelicoceras* sp. (поздний альб без его начала); *Turrilites costatus*, *Parajaubertella kawakitana* и *Eoqunnarites* sp. (ранний сеноман); *Turrilites polytuberculatus*, *Inoceramus tychljawajamensis* и *I. subovatus* (средний сеноман); *Marshallites* ex gr. *voyanus*, которым соответствует лона *Inoceramus nipponicus* (поздний сеноман) [283]. Возраст пород свиты – поздний альб–сеноман. Мощность отложений – 1200 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Пенжинская свита (K_{2pn}) согласно залегают на маметчинской свите и согласно перекрывается отложениями быстринской свиты. Представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, туфами среднего состава, каменными углями, глинистыми и углистыми алевролитами. Мощность – 1000 м.

В нижней части разреза найдена и собрана иноцеромовая фауна. По мнению М. А. Пергаamenta, производившего определение, она отвечает зоне *Inoceramus lamarcki* с тремя подзонами – *Inoceramus indefinitus*, *Inoceramus cuvieri* и *Inoceramus verus* поздне туронского времени.

Из верхней части разреза свиты собрана фауна иноцерамов, сгруппированная М. А. Пергаментом в две зоны – *Inoceramus multiformis* и *Inoceramus cf. websteri*, соответствующие по возрасту раннетуронско-коньякскому времени [146].

Быстринская свита (K_2bs) развита в Маметчинских горах по р. Быстрая и на южном побережье Пенжинской губы. Представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туфами кислого состава, туфоалевролитами, углями, углистыми алевролитами, согласно залегающими на отложениях пенжинской свиты. Мощность – 1100 м.

Из нижней части разреза свиты собраны многочисленные иноцерамы и аммониты, определения которых были выполнены М. А. Пергаментом. Все иноцерамы сгруппированы им в три комплекса и выделены в слои с *Inoceramus undulatoPLICATUS* (ранний сантон), *Inoceramus lingua* – *I. transpacificus* (сантон), *Inoceramus lingua* – *I. patootensis* (сантон–кампан). Из верхней части разреза свиты собраны аммониты *Gaudryceras densiplicatum* Jimbo, *Eurachydiscus haradai* Jimbo, *Anapachydiscus naumanni* Yok. (определения М. А. Пергамент). Возраст пород свиты – сантон–ранний кампан [146].

Эссовеемский вулканический комплекс дацит-базальтовый

Комплекс представлен покровной и субвулканической фациями.

Эссовеемская свита (K_2es) распространена в хр. Евъинтынуп (водораздел рек Найвалваям–Евьинваям), где ее породы надвинуты на терригенные отложения маметчинской свиты. Эссовеемская свита представлена базальтами, андезибазальтами, дацитами, туфами разного состава, песчаниками, алевролитами, конгломератами. Мощность – 1500 м.

Возраст пород свиты установлен на основании единичных находок *Inoceramus ex gr. schmidti* Mich., *I. cf. sachalinensis* Sok., *I. cf. orientalis* Sok. и др., по заключению Г. П. Тереховой и А. Ф. Ефимовой, указывающих на сантон–кампанский возраст вмещающих отложений [111].

Субвулканические образования эссовеемского вулканического комплекса (βK_2es) представлены долеритами, слагающими штоки и пластовые тела площадью до 5 км². В зоне контакта проявлены слабое окварцевание и пиритизация вмещающих пород на ширину до 1 м. Возраст субвулканических тел, как и вмещающих пород, – сантон–кампанский.

Ушканьинская толща ($K_2u\check{s}$) развита в северо-восточной части площади листа в бассейнах рек Кондырева и Ушканья, залегая с угловым несогласием на раннемеловых породах усовской свиты. Толща представлена песчаниками, аргиллитами, гравелитами, конгломератами. Мощность – 550 м. В средней части толщи содержатся остатки пелелипод *Trigonia* sp., *Callista* sp., *Panope* sp., *Anomya* sp., *Periploma* sp., *Thracia* sp. и др., встречающиеся, по А. Д. Девятиловой и Г. П. Тереховой, в сеноне; в низах – отпечатки *Cephalotaxopsis intermedia*, *Sequoia cf. concinna* Heer, *Platanaceae*, по Е. Л. Лебедеву – поздний мел без маастрихта и сеномана [68].

По р. Ушканья-1 в алевролитах собраны многочисленные фораминиферы: *Cyclammina cf. asanoi* Takayanagi, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rhizamina indivisa* Brady, *Bathysiphon vitta* Nauss, *B. nodosariaformis* Subbotina,

Psammosphaera fusca Schulze, *Saccamina orbiculata* Bulatova, *Ammodiscus cretaceus rugosa* Schiïfsma и др., указывающие, по мнению Н. А. Фрегатовой и Т. И. Таривердиевой, на кампан-маастрихтский возраст вмещающих пород [240].

Пиллалваямская свита (K_2pl) развита на восточном побережье Пенжинской губы в нижнем течении рек Бухтовая, Гусиная. Отложения свиты согласно перекрывают подстилающие образования быстринской свиты и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами и конгломератами. Мощность – 850 м.

Позднекампанский–маастрихтский возраст пород свиты, по В. Н. Верещагину, М. А. Пергаменту и Л. П. Пирожниковой, определяется на основании остатков ископаемой фауны. В низах свиты собраны *Ostrea* sp. (устричные слои), *Linuparus adkinsi* Rathbum., *L. cf. vancouverensis* With., *L. kamtschatica* Pirozn., *Inoceramus balthicus* Boehm; *Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus* Mats., *P. neubergicus* Hauer, *Inoceramus kushiroensis* Nag. et Mats. [139].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Унэльская свита (P_{un}) развита на восточном побережье Пенжинской губы, обнажаясь в береговых обрывах Маметчинского залива, а также по р. Унэливаям и в верховьях рек Эсгичнинваям, Тылакрылваям, Маелговаям и др. Свита сложена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, углистыми алевролитами и аргиллитами, залегает несогласно на позднемеловых отложениях и согласно перекрывается оммайской свитой. Мощность унэльской свиты – 1200 м.

В отложениях свиты обнаружены моллюски *Nuculana* cf. *snatolensis* Slod., *Crassatella* cf. *yessoensis* (Yok.), *Venericardia mandaica* (Yok.), *Pitar tigilensis* L. Krisht., *Turricula* aff. *santacruzana* Arn. и др.; фораминиферы *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Dentalina plummerae* Cushman., *Globigerina* ex gr. *moskvini* Schutzkaaya; палинокомплекс включает споры – *Polypodiaceae* (6%), *Leiotriletes* (6%), *Osmunda* sp. (4%); голосеменные (27%) – *Pinaceae* (15%), *Taxodiaceae* (11%); покрытосеменные (50%) – *Juglandaceae* (10%), *Quercus* (9%), *Ulmaceae* (3–5%), *Betulaceae* (9%) и др., указывающие на палеоценовый возраст вмещающих отложений [145].

Н. А. Фрегатовой и В. Н. Беньямовским при сопоставлении слоев по планктонным и бентосным фораминиферам удалось уточнить возраст комплексов бентосных фораминифер унэльской и оммайской свит. В унэльской свите выделено три слоя бентосных фораминифер (снизу вверх): *Dentalina colei–Alabamina wilcoxensis*; *Reticulophragmium garcilassoi* (= *Cyclammina radiata*); *Plectotrochammina poronaiensis–Cibicoides praeventratumidus–Bulimina debilis*. Последний слой частично соответствует двум слоям планктонных фораминифер: *Morozovella subbotinae–Acarinina soldadoensis*, *Acarinina coalingensis*, указывающих на раннеипрский (эоцен) возраст пород верхней

части унэльской свиты. Таким образом, возраст унэльской свиты – зеландийтанет (палеоцен)– ранний ипр (эоцен) [177а].

Оммайска я свита (*Р_{20m}*) распространена в бассейнах рек Чечатваям, Большой и Малый Оммаиваям, согласно залегает на породах унэльской свиты, сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко глинами, туфами среднего состава. Мощность – 1400 м. Моллюски, обнаруженные в отложениях свиты, представлены *Nuculana hannibali* Clark, *Malletia snatolensis* L. Krisht., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *M. ex gr. trigonalis* Slod., *Ostrea ex gr. kovatschensis* Slod., *Variamussium pillarense* Slod., *Solemya dalli* Clark, *Turcicula praesachalinensis* Devjatilova, свидетельствующими о раннеэоценовом возрасте свиты.

Н. А. Фрегатовой и В. Н. Беньямовским в разрезе оммайска я свиты выделено восемь слоев планктонных и четыре слоя бентосных фораминифер. Слои с планктонными фораминиферами (снизу вверх): *Morozovella subbotinae*–*Acarinina soldadoensis*; *Acarinina coalingensis*; *Pseudohastigerina wilcoxensis*–*Subbotina yeguaensis*; *Subbotina senni*; *Subbotina lozanoi*; *Morozovella subbotinae*–*Subbotina patagonica*; *Morozovelloides crassatus* (= *Acarinina densa*); *Turborotalia boweri*–*Pseudohastigerina micra*. В этом интервале выделено четыре слоя бентосных фораминифер (снизу вверх): *Plectotrochammina poronaiensis* – *Cibicidoides praeventratumidus*–*Bulimina debilis* (переходный слой от кровли унэльской свиты); *Vulvulina mexicana*–*Plectofrondicularia kerni*–*Asterigerina crassaformis*; *Alabamina californica*–*Globocassidulina globosa*; *Reticulophragmium* (= *Cyclammina*) *amplectens*. Возрастной диапазон планктонных фораминифер укладывается в ипрский ярус и самую нижнюю часть лютета. Этому же интервалу соответствуют перечисленные слои с бентосными фораминиферами. Возраст отложений оммайска я свиты – ипр–нижняя часть лютета [177а].

Приохотско-Укэляятская зона [11]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Корякская серия (*К_{2kr}*) широко развита в пределах полосы, ограниченной с северо-запада и юго-востока разломами и простирающейся в северо-восточном направлении от верховьев рек Уйвинываям и Куйвиваям за пределы площади листа. Основание серии не вскрыто, перекрывается несогласно эоцен-олигоценовыми вулканитами велолныкской свиты и терригенными отложениями палеоценовой вальэнской свиты. По положому надвику на отложения корякской серии надвинуты вулканогенно-кремнистые образования позднемеловой ватынской серии.

Отложения корякской серии довольно разнообразны и представлены черными алевролитами, серыми разнородными полимиктовыми песчаниками и аргиллитами, в резко подчиненном количестве – кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами, яшмовидными породами, гравелитами, мелко- и крупногалечными конгломератами, конглобрекчиями, туффитами, кислыми

туфами, известняками, кремнями, каменными углями. Отложения отличаются резкой фациальной изменчивостью, отсутствием маркирующих горизонтов. Бедность ископаемыми остатками в совокупности с интенсивной дислоцированностью пород делает невозможным расчленение серии на свиты или толщи. Мощность пород коряжской серии – 2500 м.

В нижнем течении р. Тклаваям в кремнистых породах найдены остатки иноцерамов плохой сохранности, определенных Н. Ю. Аникиной как характерный для маастрихта вид *Inoceramus schmidti* Mich. [327]. В песчаниках и алевролитах содержатся в разных сочетаниях следующие виды бентосных фораминифер: *Haplophragmoides eggeri* Cushman, *H. impensus* Martin, *Rhabdammina discreta* Brady, *R. varans* (Sliter), *Bathysiphon alexanderi* Cushman, *B. broegei* Tappan, *B. vitta* Nauss, *B. nodosariaformis* Subbotina, *Dendrophrya maxima* Friedberg, *Silicobathysiphon dubia* (White), *Dentalina catenula* Reuss, *Carpathiella* aff. *ovulum* (Grzyb.), *Psammospaera laevigata* White, *Cyclammina elegans* Cushman et Jarvis, *Bogdanovicziella complanata* (Franke), *Saccamina orbiculata* Bulatova, *Silicosigmoilina futabaensis* Asano, *S. californica* Cushman et Church, *Alveolophragmium* aff. *gratum* Podobina, *Anomalina* cf. *macaroviensis* Turenko, *Bulimina* cf. *taylorensis* Cushman et Parker и др., определяющих возраст вмещающих отложений (по заключениям М. Я. Серовой, Н. М. Петриной, В. Т. Крымсаловой и Н. Ю. Аникиной) кампан-маастрихтским [327]. Комплекс радиолярий из кремнистых алевролитов коряжской серии также характеризует возраст пород поздним кампаном–маастрихтом.

Возраст пород коряжской серии – кампан–маастрихт.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПАЛЕОЦЕН

Гетклиннская свита (K_2 –*P.gt*) развита на восточном побережье Пенжинской губы. Нижняя граница свиты неизвестна. Свиту слагают песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и алевролиты, конгломераты, конглобрекции, гравелиты, прослои каменных углей, туфопесчаников. Для всего разреза свиты характерно наличие растительного детрита, иногда встречаются карбонатные конкреции. Мощность разреза – около 2000 м. Породы свиты согласно перекрываются палеоценовыми отложениями камчатской свиты и, с угловым несогласием, эоцен-олигоценными вулканитами кинкильской свиты.

Выделено три слоя с моллюсками, принадлежащие на Камчатке к древнему кайнозойскому возрасту: 1 – *Nucula spheniopsis*–*Amauropsis fetteri*; 2 – *Periploma eodiscus*–*Eocernina hespericosta*–*Molopophorus aequicostatus*; 3 – *Nuculana gabbi*–*Margarites semiornata*. Ассоциация бентосных фораминифер включает *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Trochammina advena* Cushman, *Silicosigmoilina californica* Cushman et Church, *Kolchidina danica* Morozova, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Lituotuba lituiformis* Brady, *Dentalina colei* Cushman et Dusenbury, *D. eoacaenica* Cushman., *Vaginulinopsis mexicana nudicostata* и др. [145].

В песчаниках свиты определен следующий спорово-пыльцевой комплекс: споры – 35 %, пыльца голосеменных – 27 %, покрытосеменных – 38 %. В группе спор преобладают цеатейные – 10 %, чистоус – 8 %, характерны схизейные – 5 %, глейхениевые – 4 %, селлагинеллы, мхи, относительно мало-численны споры кочедыжниковых. Среди голосеменных преобладают таксоидеи – 27 %, мешковая пыльца сосновых и ногоплодника составляет соответственно 6 и 4 %. В группе покрытосеменных формальные таксоны преобладают над естественными. Разнообразна оригинальная пыльца (8 %) *Aquila-pollenites*, *Orbiculapollis*, *Loranthacites*, *Protheacidites*. Пыльца рода *Triatriopollenites* составляет 5 %, *Tricolpites* – 4 %. Среди естественных таксонов характерна пыльца сем. *Juglandaceae* – 7 %, *Myrica* – 5 %, *Ulmoideipites* – 2 %. По заключению З. Ш. Соколовой, спектры подобного состава с элементами мезозойской и раннекайнозойской палинофлоры могут отвечать и позднему мелу, и палеоцену [206].

На основании всех данных возраст пород геткилнинской свиты принимается позднемеловым–палеоценовым (маастрихт–танет).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Камчикская свита (P_1km) залегает согласно на породах геткилнинской свиты и согласно перекрывается ткаправаямской свитой. Развита на восточном побережье Пенжинской губы. Камчикская свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, каменными углями, гравелитами, конгломератами, туффитами, ракушняками. Мощность – 1200 м.

Свита содержит три слоя с моллюсками: 1 – *Thyasira baca*–*Nemocardium linteum*; 2 – *Ostrea ornata*–*Siphonalia bicarinata*; 3 – *Portlandella kilanskensis*–*Gilbertina popenoe*. *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen, *Spiroplectamina paleoceni-ca* Cushman, *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna (= *Rhabdammina robusta* (Grzyb.), *Haplophragmoides retrosepta*, *Robulus hockleyensis*, *Gavelinella whitei*.

Среди флористических остатков присутствуют *Metasequoia*, *Taxodium*, *Araucarites*, *Cocculus*, *Tetracentron*, *Trochodendroides*, *Platanus basicordata* Budants., *Alnus*, *Myrica beringiana* Budants., *Dombeya*, *Acer arcticum* Heer, *Aesculus magnificum* (Knowlt.) Pjinsk. и др.

В палинокомплексе отмечены *Tricolporopollenites*, *Rhoipites*, *Juglandaceae*–*Pterocarya*, *Momipites*, *Carya*, *Juglans*, а также *Tilia*, *Myrica*, *Quercus*, *Liquidambar*, *Betula*, *Alnus*.

По комплексу данных возраст вмещающих отложений – верхний палеоцен, танетский ярус [145].

Вальэнская свита (P_1vl) развита на водоразделе рек Ляпганайваам и Найвалваам. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами. В составе свиты присутствуют многочисленные шаровидные конкреции карбонатных песчаников и мергелей (0,02–0,5 м), в породах содержатся рассеянный растительный детрит и обуглившаяся древесина. На нижележащих отложениях вальэнская свита залегает с угловым несогласи-

ем с базальными конгломератами в основании, мощность которых достигает 60 м. Выше их залегают крупнозернистые полимиктовые песчаники.

В гальках конгломератов вальэнской свиты присутствуют переотложенные остатки иноцерамов и аммонитов сантона, кампана и маастрихта. Мощность пород свиты – 550 м. Фораминиферы из отложений свиты, по мнению Л. В. Василенко, имеют диапазон от позднего сенона до эоцена; присутствие представителей семейства *Rzehakinidae* (в частности, рода *Silicosigmoilina*) свидетельствуют о возрасте не моложе эоцена [68, 111]. А. И. Поздеев [136], А. Г. Погожев [135] относили вальэнскую свиту к данию–палеоцену на основании комплекса фораминифер, выявленного М. Я. Серовой на р. Большой Вальэн и сопоставляемого ею с комплексом зоны *Rzehakina epigona*.

В итоге возраст вальэнской свиты принят палеоценовым.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Ткаправаямская свита ($P_{1-2}tk$) развита на восточном побережье Пенжинской губы и согласно залегает на нижележащей камчикской свите. Сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, кремнистыми туфоаргиллитами, туфопесчаниками, углистыми аргиллитами, прослоями каменных углей, ракушняков. Мощность – 1100 м.

Типичная для свиты флора характеризуется разнообразием термофильных растений *Asplenium nilssonoides* Budants., *Magnolia*, *Macginitiea*, *Platycarya*, *Saurauia*, *Dombeya*, *Leguminosites*, *Acrovena laevis* Hickey, *Myrtophyllum*, *Luvunga spatiosa* (Hollick.) Wolfe, *Anacardium*, *Catalpa*, *Sabal*, *Haemantophyllum kamtschaticum* Budants. и др. Это – наиболее теплолюбивая флора палеогена Камчатки (климатический оптимум палеогена).

В нижней части свиты выделены слои с моллюсками: *Venericardia ventuensis*–*Eocernina hannibali* и *Modiolus speciosus*–*Potamides penjica*. Из фораминифер отмечен комплекс с *Nonionidae*.

В палинокомплексе преобладают покрытосеменные, много широколиственных: *Juglans*, *Carya*, *Tilia*, *Ulmus*, *Aralia*, *Quercus*, много *Alnus*, *Betula*. По комплексу данных, возраст пород ткаправаямской свиты – верхний палеоцен–нижний эоцен [145].

Камчатско-Олюторская зона [12]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ирунейский латеральный ряд вулканических комплексов

В состав латерального ряда входят ирунейский и ватынский базальтовые вулканические комплексы. Оба комплекса представлены покровными и субвулканическими фациями.

Ирунейский вулканический комплекс базальтовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Ирунейская свита (K_2ir). Породы свиты распространены ограниченно в верховьях рек Татхараваям и Ямелкиваям у южной рамки листа. Свиту слагают туффиты основного и среднего состава, яшмы, кремни, базальты, андезибазальты, трахибазальты, редко андезиты и их туфы. Преобладающее развитие имеют вулканокластические породы. В нижней части разреза залегают вулканокластические породы с прослоями и пластами яшм, кремней, кремнисто-глинистых пород, туфопесчаников, туфоалевролитов с редкими потоками лав. Редко в разрезе свиты наблюдаются пласты туфов дацитового состава. По химическому составу эффузивные породы свиты недосыщены кремнеземом, умеренно- и высокоглиноземистые калиево-натриевой и натриевой щелочности.

Нижняя граница свиты неизвестна, перекрывается она несогласно залегающими вулканами ветроваямского вулканического комплекса и осадочными отложениями этолонской свиты миоценового возраста. Мощность – 500 м.

Породы ирунейской свиты, развитые по р. Татхараваям, содержат остатки *Schmidticeramus schmidti* (Mich.), *Sachalinoceramus sachalinensis* (Sok.), *Inoceramus* aff. *undulatoplicatus* Roemer?, относящиеся, по определению А. Ф. Ефимовой, к сантон-кампанскому времени [135].

Субвулканические образования (βK_2ir). Долериты образуют субпластовые залежи мощностью 200–250 м, площадью до 3 км² в вулканогенных образованиях ирунейской свиты. Контактные изменения вмещающих пород незначительны и сопровождаются зонами рассланцевания, хлоритизации и окварцевания на ширину первых метров. Время формирования субвулканических тел соответствует возрасту вмещающих пород ирунейской свиты (сантон–кампан).

Ватынский вулканический комплекс базальтовый

Комплекс представлен покровной и субвулканической фациями.

Ватынская серия (K_2vt) развита в бассейнах рек Ветроваям, Отовенева, Мэговаям, на правом берегу р. Вывенка и Тальноваям. Представлена базальтами, долеритами, андезитами, андезибазальтами, их туфами, яшмами, кремнистыми породами, алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками, туффитами. Породы, выделенные в ватынскую серию, находятся в аллохтонном залегании, надвинуты на флишеидные отложения корякской серии и согласно перекрываются вулканогенными образованиями ачайваямской свиты позднемелового возраста [82, 327]. Для образований серии в целом характерна резкая фациальная изменчивость по простиранию. Мощность серии – 1100 м.

Вулканы ватынской серии принадлежат к породам нормального ряда, характеризуются натриевым типом щелочности. Породы основного состава слабо насыщены кремнеземом, бедны или умеренно богаты (за счет натрия) щелочами, обладают нормальной известковистостью, малой железистостью, повышенной титанистостью (1,5–2,5 %) в базальтах.

В междуречье Навкырваям–Хайлиноваям в кремнистых алевролитах собраны остатки *Schmidticeramus schmidti* (Mich.), *Helcion* ex gr. *giganteus* Schmidt, *H.* ex gr. *nasutus* Schmidt, определяющие, по заключению М. А. Пергамента, возраст вмещающих пород как кампанский [82]. На правом берегу р. Гальмитапельваям собрана фауна *Inoceramus pinniformis* Willet var. *enisseevensis* Bodyl. из слоев, относящихся, по мнению А. Ф. Ефимовой, к позднему сантону или раннему кампану [82].

Из кремнистых пород В. С. Вишневецкой и Н. Н. Литвиновой определены многочисленные радиолярии, позволяющие уверенно рассматривать возраст вмещающих пород в пределах кампана–раннего маастрихта [327].

На основании вышеприведенных данных возраст ватынской серии принимается кампан–раннемаастрихтским.

Субвулканические образования (ζK_2vt) представлены дацитами, слагающими на правом берегу р. Вывенка шток эллипсоидной формы в плане площадью около 3 км².

Ачайваямский вулканический комплекс пикробазальт-базальтовый

Комплекс представлен только покровными образованиями.

Ачайваямская свита ($K_2d\zeta$). Образования свиты распространены на правом берегу р. Вывенка в пределах неширокой полосы (до 5 км), прослеживающейся в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Тапельваям до верховьев р. Гачынгахайлиноваям. Схожие породы установлены в пределах Сейнавского аллохтона, в междуречье Ветвей–Левтыринваям и верховье р. Тыловаям. Породы свиты залегают согласно на образованиях ватынской серии или контактируют по надвигу с терригенными отложениями корякской серии и перекрываются несогласно вулканитами ветроваямского вулканического комплекса миоценового возраста. Свита сложена туфами базальтов, андезитов, туффитами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, пикробазальтами, трахибазальтами, дацитами, риодацитами, дациандезитами, кремнистыми аргиллитами, яшмами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, конгломератобрекчиями (олистостромы).

По химическому составу базальты ачайваямской свиты принадлежат к породам нормального ряда, характеризуются калиево-натриевым типом щелочности, умеренно-, высокоглиноземистые, известково-щелочной серии.

Из кремнистых алевролитов свиты выделены радиолярии: *Spongurus* cf. *mollis* Vishn., *Theocorys* ex gr. *antigua* Squinabol, *Theocapsomma* cf. *ancus* Foreman, *Porodiscus cretaceus* Campb. et Clark, *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Theocampe lispa* Foreman, *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), *Patulibracchium* sp. (определения Л. И. Казинцовой), указывающие на позднемаастрихтский возраст вмещающих отложений [82]. Мощность – 1700 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Южноильпинская свита (P_{1jil}) распространена на западном побережье п-ова Говена. Представлена алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками, туфами основного состава. Основание свиты не вскрыто, перекрывается согласно отложениями кыланской свиты эоценового возраста. Нижняя часть разреза свиты сложена туфами основного состава, алевролитами, аргиллитами и туфопесчаниками преимущественно в грубом (0,5–5 м) переслаивании, верхняя – монотонной толщей ритмично переслаивающихся (0,03–0,05 м) алевролитов, аргиллитов, туфопесчаников. Аргиллиты изредка слагают пачки (до 10 м), а пелитоморфные известняки и туфы основного состава – редкие маломощные линзы и прослои (до 0,2 м). Иногда встречаются песчано-карбонатные конкреции. Мощность – 1700 м.

Палеоценовый возраст пород свиты обоснован планктонными фораминиферами: *Globigerina nana* Chalil., *Acarinina primitiva* (Finl.), *A. acarinata* Subb. – для верхней части разреза и *Globorotalia elongata* Glaess. – для нижней части [81].

Ивтыгинский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Представлен только покровными образованиями.

Ивтыгинская свита (P_{1iv}) распространена в хребтах Майникакыйнэ, Ивтыгин и в междуречье Хатапваям–Авьаяям. Согласно перекрывает вулканогенно-кремнистые образования ачайваямской свиты маастрихтского возраста. Ивтыгинская свита сложена туфами основного, среднего состава, туффитами, кремнистыми туфоалевролитами, андезитами, андезибазальтами, базальтами, аргиллитами, алевролитами, яшмами, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Мощность – 700 м.

По химическому составу эффузивы ивтыгинской свиты – это породы нормального ряда слегка недосыщенные SiO_2 , умеренно богатые щелочами при преобладании натрия над калием, бедные титаном (<1 %).

Из туфоалевролитов свиты выделены фораминиферы *Rzehakina epigona lata* Cushm. et Jarvis, *R. minima* Cushm. et Renz, *R. epigona inclusa* (Grzyb.), *Silicosigmoilina compacta* Serova, *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. excavatus* Cushm. et Waters, *Cyclammina* cf. *intermedia* Mjatl., *Spiroplectamina variabilis* (Нецака) и др., которые, по мнению М. Я. Серовой и М. И. Полещук, характерны для отложений от маастрихта до низов верхнего палеоцена. Поскольку ивтыгинская свита залегает согласно на маастрихтских образованиях ачайваямской свиты и согласно перекрывается верхнепалеоценовой иночвиваямской свитой, возраст ее пород отнесен к палеоцену [8].

Иночвиваямская свита (P_{1in}) развита в пределах полосы северо-восточного простиранья, прослеживающейся от истоков р. Авьяаяям до верховьев р. Майниинетваяям. Отложения свиты согласно залегают на образованиях ивтыгинской свиты. Иночвиваямская свита сложена преимущественно темно-серыми алевролитами и песчаниками с конкрециями мергелей, аргил-

литами, редко псаммитовыми и алевритовыми туфами базальтового, андезитового, дацитового состава, туффитами. Мощность – 1200 м.

В комплексе фораминифер из отложений свиты вид *Globigerina nana*, являющийся наиболее массовым, характерен для позднепалеоценовых осадков Корякского нагорья. Присутствие наряду с ним таких форм, как *Globigerina ouachitaensis* Howe et Woll., *G. bakery* Cole, *G. desepa* Martin, *Acarinina triplex* Subb., *Globorotalia cerroazulensis* (Cole), *G. crassata* (Cushm.), по заключению М. И. Полещук, определяет возраст отложений иночвиваямской свиты как поздний палеоцен [8]*.

ЭОЦЕН

Потатгытгынский вулканический комплекс базальт-трахибазальтовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Потатгытгынская толща (P_{2pt}) распространена на северных склонах Пылгинского хребта и в междуречье Амваям–Увгилваям. Сложена туфами основного состава, альбитизированными базальтами, туфокремнистыми породами, реже разноокрашенными кремнями, туфопесчаниками, туфо-алевролитами, туфогравелитами. Основание толщи не вскрыто. Перекрывается отложениями говенской свиты.

Наиболее характерными для толщи являются пачки (от 10–20 до 300–370 м) тонкого (0,01–0,2 м) ритмичного переслаивания псаммитовых туфов основного состава и туфокремнистых пород, а также потоки базальтов (от 10 до 300 м) с шаровой и подушечной отдельностью и кремнистым материалом в межшаровых треугольниках. Реже встречаются потоки (10–100 м) с плитчатой и столбчатой отдельностью. Протяженность их обычно не превышает первых километров. Для пород толщи характерна резкая фациальная изменчивость по простиранию. Мощность – 900 м.

По химическому составу базальты толщи относятся к породам нормального и умереннощелочного ряда с натриевым типом щелочности.

Радиологический (K-Ar) возраст валовых проб базальтов толщи составляет 49–54 млн лет [80]. Из кремней толщи выделены и определены В. С. Вишневской эоценовые радиолярии *Prunopyle elliptica* (Dreyer), *P. ovata* Kozlova, *Pipetta? conus* Haeckel, *Spirotunica* sp., *Spongurus bilobatus* Campb. et Clark, *Stylosphaera minor* Campb. et Clark, *Lophophaena* sp. [80]. На основании приведенных данных и учитывая стратиграфическое положение толщи, возраст ее пород – раннеэоценовый (ипр).

Субвулканические образования (βP_{2pt}) представлены базальтами, слагющими систему субпараллельных сближенных даек («комплекс

*Следует отметить, что вулканогенно-осадочная ивтыгинская свита является формационным и возрастным аналогом верхней части хапицкой свиты, развитой на о. Карагинский, п-ове Озерной и в хр. Кумроч (восточная Камчатка), а иночвиваямская свита – полный аналог терригенной дроздовской свиты этого же хребта, согласно перекрывающей вулканиты хапицкой свиты. Это сопоставление подтверждается также аналогичными комплексами бентосных фораминифер из вышеназванных подразделений хр. Кумроч на площади листа Р-58-XXX.

параллельных даек») мощностью 0,2–2 м с близким к вертикальному падением. Их протяженность достигает 5 км при ширине до 1000 м. Встречаются дайки с одним закаленным контактом, реже с двумя, или лишены зон закалки и зажаты между двумя соседними дайками с зонами закалки.

На расстоянии до первых десятков метров от контактов субвулканических тел в катаклазированных вмещающих породах наблюдается пиритизация, кварцевые, карбонат-кварцевые, кварц-гематитовые жилы мощностью до 0,5 м и протяженностью до 150 м с халькопиритовой и галенитовой вкрапленной минерализацией [80].

По химсоставу базальты относятся к породам нормально- и умереннощелочного ряда с натриевым типом щелочности, вероятно, связанной с процессами альбитизации.

Кыланская свита (P_2kl) распространена в бассейнах рек Валковаям, Куякынваям, Галинвиланваям и Алинатунваям. Свита сложена преимущественно массивными алевролитами и аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками, мергелями, туфоалевролитами, конгломератами и имеет согласные соотношения с подстилающими (южноильпинская свита) и перекрывающими (килакирнунская свита) образованиями. Мощность – 280 м.

Из алевролитов и аргиллитов свиты выделены бентосные фораминиферы *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *Ammobaculites* sp., *Cyclammina* cf. *amplectens* Grzyb., которые, по заключению Н. А. Фрегатовой, входят в состав эоценовых комплексов. В верхней части свиты собраны остатки морских беспозвоночных *Nucula* aff. *hannibali* Clark, *Actaea* aff. *clarki* Van Winkle, *Fusus* aff. *prolixus* (Khom.) (определения В. И. Волобуевой). Учитывая приведенные данные, а также стратиграфическое положение свиты, возраст ее пород принимается в пределах раннего–начала среднего эоцена [81].

ЭПОХА СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА (ЛЮТЕТА)–ПЛИОЦЕНА

Мелководнинско-Гыленгинская зона [13]

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Кляваямская толща (N_{kv}) обнажается на побережье залива Мелководный, бух. Причальная и на севере п-ова Елистратова. Толща сложена галечниками, глинами, суглинками, песчаниками с прослоями алевролитов, бурых углей (0,2 м) и лигнитов (до 0,9 м). Залегает с резким угловым несогласием на подстилающих образованиях. Мощность – 50 м. Согласно Решениям стратиграфического совещания по кайнозою России породы толщи по возрасту отнесены к среднему миоцену [145].

Куйбиевская толща (N_{kb}) развита на перешейке п-ова Елистратова, в долине р. Парень и на северном побережье Пенжинской губы. Сложена ожелезненными песками, глинами и суглинками с прослоями лигнитов. Залегает несогласно на нижележащих образованиях. Мощность – 65 м. Возраст отложений определяют органические остатки, по мнению М. А. Ахме-

тьева, А. И. Челебаевой, Е. Н. Стефанович и Т. В. Орешкиной – характерные для среднего миоцена [49].

ПЛИОЦЕН

Имповеемская толща (N_2im) распространена на перешейке п-ова Елистратова, состоит из ржавых и серых галечников, песков, глин, опок и лигнитов, перекрывающих несогласно подстилающие образования. Мощность – 30 м.

Возраст толщи, на основании определения спорово-пыльцевых спектров, плиоценовый [49].

Пальматкинская зона [14]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Пальматкинская свита (P_2pl) развита по право- и левобережью р. Пенжина от устья вверх по течению до восточной рамки листа. Залегает с угловым несогласием на подстилающих образованиях, представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, глауконитовыми песчаниками, аргиллитами, глинами, редко туфами андезитов, углистыми алевролитами, каменными углями. Мощность свиты – 500 м.

Из отложений свиты собрана макрофауна [240]: *Yoldia chehalisensis* (Arnold), *Y. aff. packardi* Clark, *Y. aff. snatolensis* (Slod.), *Macoma tigilensis* L. Krisht., *Nuculana napanica* L. Krisht., *Ostrea tigilensis* Slod., *O. ex gr. esutoruensis* L. Krisht., *O. palmatkensis* L. Krisht., *Mytilus yokoyamai* Slod. и др. (определения А. Д. Деятелиной, 1961; В. И. Волобуевой, 1987) эоценового возраста. Кроме того, выделены бентосные фораминиферы *Bathysiphon eocenicus* Cushm. et Hanna, *Dentalina laevigata* White, *Alabama californica* Mallory и др., по возрасту соответствующие снатольско-ковачинскому горизонту [145]. Радиологический возраст глауконита из песчаников свиты составляет 48 ± 3 млн лет (K-Ar по глаукониту) [241].

Возраст пород пальматкинской свиты, согласно приведенным данным, – среднеэоценовый.

Кытыймский вулканический комплекс базальт-трахибазальт-трахиандезитовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Кытыймская свита (P_2kt) распространена по долинам рек Кечичма (Кытыйма), Парень, по левобережью р. Пенжина, простираясь в северо-восточном направлении за пределы площади листа. Залегает с угловым несогласием на подстилающих образованиях и несогласно перекрывается отложениями авековской свиты.

Кытыймская свита сложена оливиновыми, пироксеновыми, анальцимовыми базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, агглютинатами, агломератовыми туфами, андезитами, трахиандезитами, дацитами, трахидацитами, риодацитами, дациандезитами, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами. Мощность – 800 м.

Вулканиты кытыймской свиты характеризуются насыщенностью кремнеземом и низким содержанием окиси титана, нормально- и умереннощелочные с преобладанием натрия над калием.

Терригенные прослои нередко содержат растительные остатки *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Populus balsamoides* Goepf., *Alnus pareniensis* Cheleb., *A. sachalinensis* Potar., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown., *Phyllites* sp., *Taxites* cf. *ussuriensis* Kryshch., *Ulmus fursinervis* (Bors.) Albaev и др., которые, по заключению А. И. Челебаевой и А. Ф. Ефимовой, характеризуют эоценовый возраст пород [280]. Изотопные определения (К-Ar) возраста базальтов показали даты 55–36 млн лет. Согласно Решениям РМРСС [145], возраст свиты принят как средний–поздний эоцен.

Субвулканические образования ($\beta, \alpha, \alpha\beta, \delta\pi, \rho\delta\pi, \zeta\alpha, \zeta, \lambda, \lambda\zeta P_2kt$) представлены штоками и некками и, как правило, тяготеют к полям развития покровных фаций, реже – к меловым отложениям.

Авековская свита (P_2av) несогласно перекрывает кытыймскую свиту. Распространена в долинах рек Кечичма и Парень. Свита представлена полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов и бурых углей. Породы свиты залегают на коре выветривания мощностью до 5 м.

Песчаники и алевролиты содержат растительные остатки: *Osmunda dorochiana* (Goepf.), *Lygodium* sp. ind., *Pinus* sp. ind., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Populus genatrix* Newb. и др., характерные, по заключению А. Ф. Ефимовой и В. А. Зимина, для эоцен-олигоценового времени [283]. Спорово-пыльцевые комплексы в породах свиты содержатся повсеместно, но возраст их трактуется по-разному. Е. И. Распопова считает его эоцен-олигоценовым, С. Л. Хайкина – олигоценовым, В. И. Волобуева и Р. А. Садыков – позднеэоценовым. Согласно Решениям РМРСС [145], возраст свиты – поздний эоцен. Мощность – 500 м.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Велолныкский вулканический комплекс андезит-дацит-риолитовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Велолныкская свита (P_{2-3vl}) объединяет вулканогенные образования восточного побережья Пенжинской губы, развитые в пределах широкой полосы, прослеживающейся от горы Велолнык в северо-восточном направлении до восточной рамки листа и далее за его пределы. Свита сложена игнибридами риолитов и риодацитов, дацитами, риолитами, их туфами, редко андезитами, базальтами, их туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами.

По химическому составу эффузивы свиты относятся к нормальнощелочным породам с калиево-натриевым типом щелочности. Преобладают высоко-

глиноземистые, реже встречаются низкоглиноземистые разновидности. Мощность пород свиты – 600 м.

Из песчаников свиты собрана флора хорошей сохранности: в массовом количестве присутствует *Equisetum schimperi* Heer, кроме того – *Alnus* sp., *Cyperaceae*, *Arundo* sp., *Metasequoia occidentalis* Chaney, *Osmunda sachalinensis* Krysh., *Taxodium* sp., *Salvinia* sp., *Onoclea sensibilis* L. Foss., *Tsuga* sp., указывающая, по заключению М. А. Ахметьева, на олигоценый возраст вмещающих отложений [26]. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из отложений свиты, сопоставляется, по мнению Т. Е. Пузанковой, с комплексами верхов иргирнинской–низов ратэгинской, верхов гаилхавиланской–низов алугинской свит и датирует вмещающие отложения поздним эоценом–ранним олигоценом.

Радиологический возраст риолитов, риодацитов свиты (К-Аг) составляет 41; 33; 31 млн лет [327]. Таким образом, возраст образований велолыкской свиты принимается позднеэоцен–раннеолигоценым.

Субвулканические образования ($\beta, \alpha, \alpha\beta, \alpha-\delta\pi, \delta\pi, \rho\delta\pi, \lambda, \zeta P_{2-3VI}$) представлены штоками базальтов, андезитов, андезибазальтов сложного состава – от андезитов до диорит-порфиритов, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, риолитов, дацитов, группирующихся в основном среди вулкаников покровной фации комплекса, гораздо реже – среди меловых пород.

ОЛИГОЦЕН

Свита мыса Астрономического (P_{3as}) распространена на ограниченной площади на южном побережье Пенжинской губы. Сложена аргиллитами, песчаниками с сидеритовыми и марказитовыми конкрециями. Нижняя граница свиты не вскрыта, несогласно перекрывается отложениями миоценовой соколовской свиты.

Охарактеризована фауной *Acila dalli* (Arnold), *Nuculana napanica* L. Krisht., *Yoldia nitida* Slod., *Thracia condoni* Dall, *Spirotropis kincaidi* Weaver; также выделены фораминиферы *Budashevaella multicamerata* Volosh., *Trochammina pacifica* Cushman, *Dentalina communis* Orb., *Gavelinella glabrata* (Cushm.), *Bulimina pupoides* Orb. [110, 283]. Перечисленные органические остатки соответствуют нижнему олигоцену. Мощность свиты – 150 м.

Южнинская свита ($P_{3ju\check{z}}$) распространена юго-западнее приустьевой части р. Таловка. Представлена туфопесчаниками, гравелитами, конгломератами, туфоалевролитами, игнимбритами риолитов, риолитами и их туфами, углистыми алевролитами и бурыми углями, несогласно залегающими на позднемеловой быстринской свите. Мощность – 500 м.

В отложениях обнаружена фауна *Volsella flabellata* (Gould.) var. *utcho-lokensis* Slod., *Mytilus littoralis* Slod., *Cardita* sp., *Ostrea* sp., *Mactra* sp., *Solen* sp., *Pecten* sp., *Nemocardium* sp., *Acila* sp. [110, 283], которая, по мнению А. Д. Деятиловой, указывает на олигоценый (без уточнения) возраст вмещающих отложений.

МИОЦЕН

Амитгынская толща (N_{am}) распространена на южном побережье Пенжинской губы западнее приустьевой части р. Таловка, где согласно перекрывает отложения олигоценовой южнинской свиты. Толща представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с линзами гравелитов и прослоями бурых углей. Мощность – 200 м.

Спорово-пыльцевой комплекс представлен спорами (13%) – *Polypodiaceae*, *Leiotriletes*, *Osmunda*, *Sphagnum*; голосеменными (55%) – *Pinaceae*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*; покрытосеменными (32%), в которых преобладают *Alnus*, *Betula*; широколиственными (5%) – *Quercus*, *Ulmus*, *Juglandaceae*. Пыльца формальных таксонов единична – *Tricolporopollenites* [283]. Микрофлора свидетельствует, по мнению Н. И. Стукаловой, о растительности раннего миоцена у рубежа с олигоценом.

Гитгытаамская свита (N_{gt}) распространена в среднем течении р. Большой Чалбугчан. В свиту выделены пески с прослоями глин и суглинков. Несогласно залегают на меловых отложениях и несогласно перекрывается ранекской толщей. Охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом: покрытосеменные (55–70%), голосеменные (15–30%), споровые (10–15%). По мнению Г. Д. Давыдовой, возраст свиты среднемиоценовый на уровне кертского горизонта западной Камчатки [145]. Мощность – 50 м.

Соколовская толща (N_{sk}) распространена на южном побережье Пенжинской губы, представлена супесями с гравием, суглинками, глинами, галечниками, песками. Мощность – 100 м. Выделен спорово-пыльцевой комплекс позднемиоценового возраста. По заключению Т. Е. Пузанковой [241], отвечает эрмановскому горизонту западной Камчатки [145].

Ранекская толща (N_{rn}) распространена в долине р. Оклан и ее притоков, представлена галечниками, гравием, песками, супесями, суглинками, глинами, торфяниками. Мощность – 50 м. Выделен спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий, по заключению Т. Е. Пузанковой [241], энемтенскому горизонту (плиоцен) западной Камчатки.

Западно-Камчатская зона [15]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Иргирнинская свита (P_{ir}) развита незначительно в бассейнах рек Подкагерная и Томмайваям, на юго-восточном побережье Пенжинской губы, у западной рамки площади листа. Сложена континентальными отложениями: песчаниками, алевролитами, конгломератами, пепловыми туфами, пластами каменных углей, углистых алевролитов и аргиллитов, гравелитов, туфопесчаников, аргиллитов, опалитов*. Мощность – 600 м. А. Г. Погожевым из по-

*По решению МСК-94, иргирнинская свита представляется фацией части объема кинкильского вулканического комплекса (без его верхней части).

род свиты собран богатый комплекс листовой флоры (определения М. О. Борсук, А. Ф. Ефимовой): *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Pinus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *T. tinajorum* Heer, *Taxites ussuriensis* Krysht., *Magnolia* cf. *dianae* Ung., *Trochodendroides arctica*, *T. smilacifolia* (Newb.) Krysht., *Fagus antipovii* Heer, *Ficus* cf. *tilaefolia* A. Br., *Quercus* sp., *Betula sokolovii* Schmalch., *B. brongniartii* Ett., *B.* cf. *alba* L., *B.* aff. *elliptica* Sap., *Alnus protohirsuta* Endo, *Carpinus grandis* Ung., *C. pyramidalis* Heer, *Ostrya carpinifolia* Scop., *Juglans* cf. *acuminata* A. Br., *Populus balsamoides* Goepp., *Tilia* sp., *Crataegus kamtschatica*, *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Ziziphus hyperborea* Heer, *Cissus* sp., *Vitis olrikii* Heer [135].

В результате послыного изучения отпечатков флоры М. А. Ахметьев выделил три фитозоны (снизу вверх): *Metasequoia occidentalis*–*Platanus*; *Pinaceae*–*Betulaceae*–*Viburnum*; *Metasequoia occidentalis*–*Osmunda sachalinensis*.

Н. И. Стукалова и З. Ш. Соколова выделили из отложений свиты три спорово-пыльцевых комплекса средне-позднеэоценового возраста.

Иргирнинская свита датируется верхней половиной среднего–поздним эоценом [145].

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Ратэгинская свита (P_{2-3}^{rt}) развита на юго-восточном побережье Пенжинской губы. Свита представлена морскими отложениями – песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глауконитовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, редкими линзами каменного угля. Мощность – 750 м.

З. Ш. Соколова предполагает, что подошва ратэгинской и кровля иргирнинской свит связаны взаимоотношениями. Ю. Б. Гладенков считает, что нижняя и средняя части ратэгинской свиты полностью замещают иргирнинскую свиту, а верхняя часть перекрывает ее. Эти соотношения между свитами учтены Решениями РМРСС [145]. В нижней части разреза свиты собраны и определены моллюски *Yoldia matschigarica* L. Krisht., *Chlamys gackhensis* L. Krisht., *Lithophaga tumiensis* Laut. и др.; в средней части – *Nuculana miocenica* L. Krisht., *Yoldia longissima* Slod., *Anomia* (Pododesmus) *schmidti* L. Krisht. и др.; в верхней – *Yoldia cerussata* Slod., *Y. longissima* Slod., *Chlamys branneri* Arn., *Nemocardium sachalinensis* Laut. и др. (определения Л. В. Криштофович, А. Д. Деятиловой, Л. К. Пелехатой) [206].

Возраст ратэгинской свиты определен в интервале от конца среднего эоцена до раннего олигоцена [145].

Кинкильский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Комплекс представлен покровными образованиями.

Кинкильская свита (P_{2-3}^{kn}) распространена на юго-восточном побережье Пенжинской губы. Залегает несогласно на подстилающих образованиях и несогласно перекрывается породами миоценовой ильинской свиты.

Кинкильскую свиту слагают базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы (преимущественно агломератовые), реже дациты, риодациты, риолиты, их

туфы и игнимбриты, прослои песчаников, алевролитов, аргиллитов, туффитов, слои и линзы каменных и бурых углей, углистых алевролитов и аргиллитов. В породах свиты найдены остатки растений: *Dennstaedtia blomstrandii* (Heer) Holl., *Osmunda dibiosa* Holl., *Taxites ussuriensis* Krysh., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer и др. (определения М. О. Борсук), указывающие на средне-позднеэоценовый возраст вмещающих отложений [135]. Мощность – 1200 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Ильинская свита (N_1il) распространена на юго-восточном побережье Пенжинской губы, несогласно залегает на подстилающих образованиях и согласно перекрывается отложениями какертской свиты. Представлена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, туффитами, пепловыми туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, ракушняками, глауконитовыми песчаниками, каменными и бурыми углями. Мощность отложений – 150 м.

Фауна *Hemithyris psittacea* Chemn., *Nuculana* cf. *chehalisensis* (Weaver), *Yoldia nabiliana* (Sim.), *Macoma calcarea* (Gmel.), *M. echabiensis* Slod., *Spisula voyi* (Gabb) и др. (по заключению Л. В. Криштофович и А. Д. Деягиловой) характерна для ильинского горизонта, нижняя часть среднего миоцена [135, 145].

Какертская свита (N_1kk) согласно с постепенным переходом залегает на ильинской свите. Распространена на восточном побережье Пенжинской губы. Представлена песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туффитами, туфодиатомитами, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, кремнистыми туфоаргиллитами, пепловыми туфами, ракушняками. Мощность – 250 м.

Фауна *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia chojensis* Sim., *Y. alta* Slod., *Thyasira nipponica* Yabe et Namura, *Macoma optiva* Yok. и др. характерна для какертского горизонта западной Камчатки, средний миоцен [145].

Этолонская свита (N_1et) распространена на юго-восточном побережье Пенжинской губы по рекам Пустая, Ткаправая. Залегает согласно (иногда несогласно) на какертской свите. Сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, туффитами, диатомитами, пепловыми туфами, конгломератами, ракушняками, туфопесчаниками, туфогравелитами, лигнитами, бурыми углями, туфодиатомитами. Мощность свиты – до 420 м. Содержит фаунистические остатки, типичные для этолонского горизонта: *Acila kamtschatica* Пуина, *Yoldia ochotensis* Khom., *Mizuhopecten slodkewitschi* Sin., *Pododesmus macroshisma* (Desh.), *Cardita* aff. *kavranensis* Slod., *Clinocardium corbis* (Mort.), *Serripes ochotensis* Пуина, *Tellina pulchra* Slod. Возраст пород, на основании определений фауны, – верхняя часть среднего миоцена–низы позднего миоцена [68].

Эрмановская свита (N_{1er}) залегает согласно на этолонской свите, развита на юго-восточном побережье Пенжинской губы. Представлена песчаниками, песками, пепловыми туфами, алевролитами, лигнитами, туффитами, аргиллитами, глинами, конгломератами, бурыми углями, диатомитами. Из отложений свиты А. Ф. Ефимовой были определены *Salix varians* Goerrp., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus* cf. *nostratum* Ung., *Ulmus* cf. *carpinoides* Goerrp., *Tilia* aff. *notabilis* Holl., *Sequoia* sp. (шишка), указывающие на позднемиоценовый возраст вмещающих отложений [135]. Мощность – 280 м.

ПЛИОЦЕН

Энемтенская свита (N_{2en}) распространена в бассейне р. Пустая, залегает несогласно на подстилающих отложениях и сложена песчаниками, песками, ракушняками, пеплами, конгломератами, прослоями туффитов, галечников, валунников, бурых углей, диатомовых глин с *Tabellaria poretzkae* Log. et Churs., *Cyclostephanus costatus* Log., Lup. et Churs., *Navicula hungarica* var. *capitata* Cl., *Navicula exigua* (Greg.) O. Mull., *N. placentata* var. *rostrata* A. Majer, *N. pupula* var. *capitata* Hust., *Caloneis bacillum* (Grun.) Mer., *Cymbella mexicana* (Ehr.) Patrik et Reimer, *Gomphonema dubravicens* Pant. и др. [79]. По заключению С. П. Озорниной, приведенная выше ассоциация диатомовых водорослей характеризует плиоценовый возраст вмещающих отложений. Мощность свиты – до 750 м.

Центрально-Камчатская зона [16]

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Ветроваямский вулканический комплекс андезитовый

Представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Ветроваямская свита (N_{3vt}). Породы свиты распространены в южной части площади листа в пределах полосы северо-восточного простирания, прослеживающейся от бассейна р. Валоваям до р. Ветроваям. На подстилающих образованиях залегает с угловым несогласием. Представлены андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, трахиандезитами, реже трахиандезибазальтами, риодацитами, трахибазальтами, риолитами, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоалевролитами, линзами бурых углей. Мощность – 700 м.

По химическому составу породы комплекса относятся к нормально- и умереннощелочному рядам, высокоглиноземистым, с натриевой и калиево-натриевой щелочностью.

Из пепловых туфов свиты собрана листовая флора: *Pinus*, *Pseudotsuga*, *Taxus*, *Alnus* cf. *iljinskiae*, *Salix korniana*, *S. udensis*, *S. glaucifolia*, которая, по заключению А. И. Челебаевой, может соответствовать уровню позднемиоценовой классической свиты. Там же обнаружен позднемиоценовый комплекс

диатомовой флоры (определения Л. М. Долматовой): *Aulacosira distans*, *A. praedistans*, *A. italica*, *A. praeislandica*, *Ellerbeckia arenaria* var. *teres*, *Melosira undulata*, *Tetracyclus lacustris*, *Diatoma hiemale* и др. [79]. Палинокомплекс отвечает позднемиоценовой палинозоне с преобладанием пыльцы *Picea* и *Alnus*. Термофилы (*Fagus*, *Juglans*, *Ulmus* и др.) единичны.

Учитывая вышеизложенные данные, возраст пород свиты принимается позднемиоценовым.

Субвулканические образования ($\beta, \alpha, \zeta, \tau \alpha$ N₁vt) представлены мелкими штоками базальтов, андезитов, дацитов, трахиандезитов, прорывающими образования покровной фации комплекса. Кроме пространственной и возрастной связи их объединяют аналогичные петрохимические характеристики.

Олюторская зона [17]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Килакирнунская свита (P_2klk) развита на полуостровах Говена и Ильпинский. Свиту слагают алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, редко базальты, туфы основного и среднего состава. Породы свиты согласно залегают на отложениях кыланской свиты. Мощность – 650 м.

Комплекс моллюсков, собранный в отложениях свиты на п-ове Ильпинский представлен следующими формами: *Malletia ilyinae* Pron., *Variamussium indigenum* Pron., *Orectospira wadana* Yok., *Acila decisa* Pron., *Yoldia brewisca-pha distincta* Pron., *Periploma ilpinensis* Pron. и др. (определения В. И. Волобуевой, Л. В. Криштофович, И. Г. Прониной) [103]. Планктонные фораминиферы отвечают следующим зонам (снизу вверх): зона *Globigerina boweri* (лютетский ярус) с характерными формами *Globigerina posttriloculinoides*, *G. pseudoeoacaena compacta*, *Pseudohastigerina micra*; зона *Globigerapsis index-Globigerina formosa*, *Globorotalloides suteri*, *Acarinina broedermanni* (бартонский ярус); зона *Globigerina praebulloides-Globigerina turcmenica*, *G. increta-cea* (бартонский ярус). В кровле свиты выделена зона *Globigerapsis tropicalis* (приабонский ярус). Определения планктонных фораминифер выполнены В. Н. Беньямовским [145].

По бентосным фораминиферам Н. А. Фрегатовой и Т. И. Таривердиевой выделено три лоны. В нижней части разреза лона *Chilostomella ovoidea*, выше – лона *Bulimina corrugata-Globobulimina pacifica* с видами-индексами, а также *Gyroidina octocamerata*, *Uvigerina nudorobusta*, *Plectofrondicularia* ex gr. *packardi*, *Bulimina reussi* и др. В кровле свиты – подошва лоны *Plectofrondicularia packardi-Caucasina eoacaenica kamtschatica* с видами-индексами и *Haplophragmoides laminatus*, *Cyclammina cushmani*, *Plectofrondicularia gracilis*, *Caucasina schwageri* [145].

На основании приведенных данных, возраст пород килакирнунской свиты – средний эоцен–нижняя часть верхнего эоцена (верхи лютетского–низи приабонского ярусов).

Гаилхавиланская свита (P_{2gl}) развита на п-ове Ильпинский, в западной части п-ова Говена, по левобережью р. Култучная и прослеживается далее на северо-восток до восточной рамки листа. Породы свиты представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами основного и среднего состава, туфопесчаниками. Гаилхавиланская свита залегает несогласно на отложениях иночвиваямской свиты палеоценового возраста [8] и согласно перекрывается породами алугинской свиты. Мощность – 2100 м.

В породах свиты содержится фауна: *Acila praedivaricata* (Nagao et Huzioka), *Cyclocardia kovatschensis* Slod., *Lima twinensis* Durh., *Variamussium pillarensis* Slod., *Yoldia watasei* Kaneh., *Y. nitida* Slod. и др. (определения А. Д. Деятелиной). Из отложений свиты выделены бентосные фораминиферы позднеэоценовой лоны *Plectofrondicularia packardi*–*Caucasina eocaenica kamtschatica* с видами-индексами и *Cassidulina diversa*, *Gyroidina condoni*, *Globobulimina ilpinica*, *Caucasina schwageri* и др. (определения Н. А. Фрегатовой). Приведенные выше формы ископаемых организмов позволяют отнести породы гаилхавиланской свиты к позднему эоцену [81, 102, 103].

Говенский вулканический комплекс базальт-трахибазальтовый

Комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Говенская свита (P_{2gv}) распространена в центральной части п-ова Говена в пределах полосы шириной от 10 до 25 км, прослеживающейся в северо-восточном направлении до восточной рамки листа. Свита представлена базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, их туфами, кремнями, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками. Образования свиты фациально не выдержаны. Зачастую пачки туфов по простиранию сменяются потоками лав, а на правобережье р. Култучная – пачками (20–150 м) конгломератов. Говенская и гаилхавиланская свита связаны фациальными переходами. Такие переходы наблюдаются по правобережьям рек Авъеваям (Тиличики) и Култучная, где среди терригенных пород гаилхавиланской свиты появляются туфы и эффузивы, аналогичные таковым говенской свиты. Мощность свиты – 1800 м.

По химическому составу эффузивы говенской свиты относятся к породам нормального и умереннощелочного ряда с калиево-натриевым, реже калиевым и натриевым типами щелочности. От эффузивов потатгытгынского вулканического комплекса они отличаются более высоким содержанием калия и низким титана [81].

Говенская свита является возрастным аналогом гаилхавиланской свиты. В алевролитах говенской свиты собрана фауна *Acila* ex gr. *kovatschensis* L. Krisht., *Yoldia* aff. *transvena* L. Krisht., *Y. chehalisensis* (Arn.), *Y. korniana* L. Krisht., *Y. cf. dvalii* L. Krisht., *Y. clara* Gladik., *Thyasira opuchensis* Пыина, *Delectopecten kriljonensis* L. Krisht., характерная, по мнению Л. Н. Коновой, для верхнего эоцена западной Камчатки, и *Variamussium pillarensis* Slod., являющаяся руководящей формой для гаилхавиланского горизонта (верхний эоцен) Корякского нагорья. В средней части говенской свиты из кремней В. С. Вишневецкой выделены эоценовые радиоларии *Rhopalodictyum californicum* Clark et Campb., *Lamprocyclus* cf. *maritalis* Haeckel. В аргиллитах свиты

содержится комплекс наннопланктона *Reticulofenestra umbilicus*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Sphenolithus moriformis* (определения Е. А. Щербининой), позволяющий датировать отложения в интервале от бартонского века (верхняя часть среднего эоцена) до раннего олигоцена. Учитывая приведенные данные, возраст пород говенской свиты – средний эоцен (без самых низов)–поздний эоцен [81].

Субвулканические образования ($\beta, \alpha\beta, \alpha\beta, \omega P_2gv$) представлены базальтами, долеритами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, пикритами, слагающими мелкие штоки и силлы, пространственно тесно связанные с вулканитами говенской свиты. Они также аналогичны по петрографическим и петрохимическим характеристикам. Возраст субвулканических тел – средний–поздний эоцен [81].

ОЛИГОЦЕН

Алугинская свита (P_3al) распространена в бассейне р. Авъеаям и в восточной части п-ова Говена. Свита представлена преимущественно терригенными породами – аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфоалевролитами, туфами кислого состава. Нижняя часть свиты сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, образующими пачки (до 100 м) ритмичного тонкого переслаивания (0,03–0,05 м), которые чередуются с пластами (до 50 м) алевролитов, песчаников, аргиллитов, конгломератов и гравелитов. Верхняя часть свиты представлена массивными алевролитами и аргиллитами с редкими линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность – 600 м. Породы алугинской свиты залегают согласно на отложениях гаилхавиланской свиты.

На п-ове Говена в отложениях свиты найдена фауна *Yoldia cf. multidentata* Khom. олигоценового возраста (определения В. И. Волобуевой). Выделенный здесь же комплекс бентосных фораминифер *Ammodiscus ariakensis* Murata et Sugahara, *A. macilentus* Chapman, *Budashevaella ex gr. multicamerata* (Budasheva), *Melonis cf. shimokinensis* Asano et Murata и др., по мнению Н. А. Фрегатовой, характерен для олигоцена Корякского нагорья, Камчатки и сопредельных регионов [81]. Возраст пород алугинской свиты – олигоценовый.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Пахачинская свита (N_1ph) вскрывается в пределах узкой полосы северо-восточного простирания на северо-западных отрогах хр. Яхтынын. Отложения представлены слабо литифицированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, туфопесчаниками, туфами основного, среднего и кислого состава, андезитами, бурыми углями. Породы содержат обильный растительный детрит и мелкие карбонатные конкреции. Породы пахачинской свиты согласно залегают на отложениях алугинской

свиты и несогласно перекрываются медвежжинской свитой. Мощность – 500 м.

Из отложений пахачинской свиты собрана фауна, среди которой В. И. Волобуевой определены *Cardita cf. kavranensis* (Шуина), *Thyasira cf. disjuncta* (Gabb), *Turritella cf. tighilana* Шуина, *Clinocardium sp. ind.*, *Neptunea sp. ind.*, *Papyridea cf. kipeensis* Slod., *P. matschigarica uspenica* Bar., *Yoldia nabiliana* Sim., *Diplodonta parilis* (Conr.), *Macoma cf. orbiculata* Scarl., *Cryptomya cf. californica* (Conr.) и др., указывающие на раннемиоценовый возраст вмещающих отложений [81].

Медвежжинская свита (N_1md) распространена по левобережью р. Вывенка и на северном побережье зал. Корфа. Сложена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, туфоалевролитами, бурыми углями, туфопесчаниками, лигнитами. На подстилающих образованиях породы свиты залегают с угловым несогласием. Мощность свиты – 650 м.

В отложениях свиты обнаружена фауна: *Yoldia cf. thraciaeformis* (Slod.), *Nuculana cf. majamraphensis* (Khom.), *N. cf. slodkewitschi* Kogan, *Acila sp.*, *Macoma cf. optiva* Yok., *M. cf. calcarea* (Gmel.), *Echinorachnius sp.* [103], указывающая, по заключению А. Д. Девятиловой, на средне-позднеэоценовый возраст вмещающих отложений.

Классическая свита (N_1ks) вскрывается на северном побережье зал. Уала и на правом берегу р. Альховаям. Представлена слабо литифицированными туфопесчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, бурыми углями, туффитами, залегающими согласно на отложениях медвежжинской свиты, от которых отличаются меньшей угленосностью разреза и более низкой стадией метаморфизма углей. На юго-восточных склонах Ветвейского хребта наблюдается фаціальное замещение осадочных отложений классической свиты вулканиками покровной фации ветроваямского комплекса. Мощность свиты – до 400 м.

Из пород свиты собраны ископаемые растительные остатки: *Picea anadyrensis* Krysht., *Salix kenaiana* Wolfe, *S. triandroides* Cheleb., *Onoclea sensibilis* Newb., *Populus korfiensis* Krysht., *Myrica korfiensis* Cheleb., *Pterocarya kamtschatica* (Krysht.) Cheleb., *Betula polymorpha* Cheleb., *Alnus iljinskiae* Vezer. и др. [103]. По мнению А. И. Челебаевой, флористический комплекс близок по видовому составу к комплексам верхней части медвежжинской свиты и датируется верхним миоценом.

Возраст классической свиты принимается позднемиоценовым.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Мариний (mN_2-II) – представлен песками, алевролитами, их туфогенными разностями и алевроитовыми глинами. Выделен в акватории Берингова моря, где сопоставляется с нижней частью лимимтэваямско-ольховского плиоцен-четвертичного сейсмокомплекса, который показан на геологической карте до-четвертичных образований. Мощность мариния в зал. Корфа – более 1200 м, в Олюторском заливе – до 700 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования на площади листа распространены повсеместно, но неравномерно. Максимальные мощности установлены в межгорных впадинах. Минимальные мощности (первые метры) отмечаются на крутых склонах высоких водоразделов Корякского и Колымского нагорий. Четвертичные образования отсутствуют на высоких гребневидных водоразделах, трогах и карах Пылгинского хребта и хр. Ивтыгын в Корякском нагорье и в береговых обрывах на побережье Пенжинской губы и Олюторского залива, где наблюдаются скальные выходы дочетвертичных пород.

Расчленение четвертичных отложений проведено в соответствии с легендой Корякско-Курильской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) на климато-стратиграфической основе, с использованием геоморфологических, палеоботанических, диатомовых и имеющихся единичных геохронометрических данных (прил. 5, 6). Для изучаемой территории отсутствует Региональная стратиграфическая схема четвертичных образований в связи с их недостаточной изученностью, поэтому выделенные стратогены скоррелированы с ОСШ квартера. Нижняя граница четвертичной системы проводится на возрастном уровне 2,6 млн лет по основанию гелазского яруса [138]. Образования, соответствующие гелазскому ярусу, на территории листа в пределах суши не установлены.

В пределах акваториальной части листа изучение четвертичных отложений, включающее геофизические методы (непрерывное сейсмическое профилирование, гидромагнитную съемку, каппа- и радиометрию) и бурение, проводилось при работах специализированных на благородные металлы только в северной части Пенжинской губы. Отсутствие фактического материала на беринговоморскую акваторию листа Р-58 обусловило схематичное изображение стратиграфо-генетических подразделений четвертичных образований.

В основу районирования четвертичных образований положен морфолито-генетический принцип. В пределах суши выделены три структурно-фациальные области (СФО): I – Колымско-Пенжинская, II – Пенжинско-Анадырская, III – Корякская. Внутри каждой зоны выделяются районы поднятий (горные районы) и опусканий (межгорные впадины), соответствующие положительным и отрицательным морфоструктурам. В зонах поднятий преобладают горно-склоновые формации, а аккумулятивные представлены в основном аллювиальными, ледниковыми, гляциофлювиальными и пролювиальными образованиями. В межгорных впадинах происходит аккумуляция континентальных осадков речного, озерно-аллювиального и ледникового генезиса.

В пределах акватории выделяются IV – Охотоморская и V – Беринговоморская СФО, внутри которых выделены области шельфа и континентально-го склона.

В составе четвертичной системы на суше выделены образования плейстоцена и голоцена, в пределах акватории – верхнего звена неоплейстоцена и голоцена.

ПЛЕЙСТОЦЕН

В составе плейстоцена на листе выделены образования эоплейстоцена и нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена. Образования эоплейстоцена выделены только в пределах Коряжской СФО.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые образования на рассматриваемой территории распространены незначительно в пределах Коряжского нагорья вдоль западного фланга Гальмознанского массива и в бассейне р. Вывенка и ее притоков. Эти образования представлены озерно-аллювиальными, аллювиальными и селевыми генетическими типами [82].

Лимноаллювий (лА?) закартирован в береговых обрывах высотой 20–30 м в долине р. Вывенка в ее среднем течении. Разрез представлен косослоистыми валунно-галечными и галечно-гравийными образованиями с супесями и суглинками в заполнителе, песками мощностью до 30 м. Обломочный материал имеет хорошую степень окатанности и представлен местными породами.

Лимноаллювий залегает на дочетвертичных образованиях, перекрывается гляциофлювиальными отложениями первой стадии верхнеэоплейстоценового оледенения, голоценовым аллювием и склоновыми делювиальными и солифлюкционными образованиями.

По заключению Т. Е. Пузанковой [82], в спорово-пыльцевом комплексе доминирует пыльца древесно-кустарниковых растений (55–75 %), с высоким содержанием *Pinus s/g Haploxylon*, кустарниковых берез и ольховника. В пробах отмечаются зерна *Corylus*, *Myrica*, *Picea* sp., *Eurpicea* хорошей сохранности, а также пыльца диервиллы. В травянисто-кустарниковой группе (8–27 %) отмечены вересковые, осоковые, полыни, разнотравье. Среди спор (5–20 %) встречены сфагновые мхи, кочедыжниковые папоротники и плауны.

Анализ состава диатомовых водорослей, по заключению С. П. Озорниной [82], свидетельствует об озерно-аллювиальном генезисе отложений и изменении климата во время их формирования: нижняя часть разреза образовалась в период потепления, а верхняя – при незначительном похолодании.

По данным палинологического и диатомового анализов, а также учитывая геолого-геоморфологическую ситуацию, возраст отложений условно определен как эоплейстоценовый [82].

Аллювий (А?) закартирован в верховьях руч. Ледяной, протекающего вдоль западного фланга Гальмознанского массива. Представлен валунно-галечными и щебнисто-дресвяными образованиями с суглинками и супесями в заполнителе мощностью до 10 м, залегающими под селевыми образованиями.

В стенке каньона руч. Ледяной изучен разрез мощностью 7,5 м, в котором валунно-галечные отложения с плотным суглинистым заполнителем желтовато-бурого цвета, с редким щебнем и небольшими глыбами (3–5 %) (обломочный материал: гипербазиты – 98 %, кремни – 2 %), мощностью 1 м, пере-

слаиваются с валунно-галечными отложениями с плотным суглинистым заполнителем желтовато-бурого цвета, в которых валуны – 30 % и галька – 40 % средне- и хорошо окатаны, представлены дунитами – 95 %, габброидами, серыми и зеленовато-серыми кремнями, базальтами, песчаниками – 5 %, мощностью 6 м и со щебнисто-дресвяными отложениями с темно-серым плотным супесчаным заполнителем, с редкой галькой и валунами, щебнем – 50 %, дресвой – 30 %. Состав обломочного материала: песчаники и алевролиты – 95–98 %, гипербазиты – 2–4 %.

Для аллювия характерна значительная плотность суглинистого заполнителя и своеобразная трех-, четырехслойная корочка выветривания на хорошо окатанных валунах.

Аллювиальный генезис этих образований обосновывается пространственной приуроченностью их к днищам древних эрозионных ложбин, хорошей окатанностью обломочного материала и разнообразием его петрографического состава.

В спорово-пыльцевых спектрах господствует древесно-кустарниковая группа (92,5–94 %) с ведущей ролью кедрового стланика (59–90 %) и при значительном участии ольховника (1,5–27 %). Травянисто-кустарничковая (2–3 %) и споровая (4–4,5 %) группы малочисленны, в последней выделяются споры сфагновых мхов.

Диатомовый анализ показал наличие восьми таксонов пресноводных диатомей, представленных единичными створками *Caloneis bacillum*, *Eunotia praeurupta*, *Hantzchia amphioxys*, *Synedra ulna*, *Navicula radiosa*, *N. mutica*, *Pinnularia viridis* var. *fallax*, широко распространенных, и североальпийского типа *Pinnularia borealis*. Все указанные виды имеют широкий возрастной диапазон от неогена до настоящего времени.

По заключению палинологов, эти отложения можно датировать от одного из периодов потепления второй половины позднего плиоцена до межледниковья позднего неоплейстоцена (III₁) включительно. Авторы листа Р-58-XXIX приняли эоплейстоценовый возраст этих отложений [82].

В аллювии выявлены россыпи платины, обусловленные размывом пород Гальмознанского массива.

Также к эоплейстоценовому аллювию предположительно отнесены рыхлые отложения, залегающие на поверхностях с абс. отм. 70–100 м над урезом воды в бассейнах руч. Ветвистый, рек Янгъянайлыгунваам и Ветвей. Эти образования представлены галечно-гравийным материалом с супесчаным заполнителем зеленовато-серого цвета, с редкими валунами. Обломочный материал представлен кремнями – 60 %, терригенными породами – 30 %, габбро, андезитами, диоритами – 10 %. Мощность до 10 м. Отнесены к эоплейстоцену только по геоморфологическому положению [82].

С е л и й (?) (sl?E?) закартирован в пределах Коряжского нагорья вдоль западного фланга Гальмознанского массива в верховьях ручьев Ледяной и Пеннистый, где ими сложено крупное селевое поле площадью около 3 км². Отложения представлены плотно сцементированным валунно-глыбовым, щебнисто-валунным, валунным материалом, реже песками, глинами, галечниками. Для отложений характерна плохая сортировка, буровато-коричневая окраска, обусловленная наличием обломочного материала дунитового состава.

ва (до 98%). В разрезе селевых образований видны нечетко выраженная градационная слоистость, следы течения материала и определенная ритмичность, что свидетельствует о неоднократных селевых срывах. Количество цемента, степень угловатости и размер обломков растут от подошвы к кровле, величина отдельных глыб достигает 3,5–4 м в поперечнике. По простиранию размер обломков уменьшается, степень их окатанности возрастает, отложения становятся более слоистыми, в них появляются линзы песков и глин. Мощность отложений по изученному разрезу – 30,5 м, общая предполагаемая мощность – до 80 м.

В кондиционных спорово-пыльцевых спектрах в группе древесно-кустарниковой растительности (23–57%) преобладают кедровый стланик, ольховник и кустарничковая береза; в травянисто-кустарничковой группе – злаковые, вересковые, полыни; в группе спор – папоротники, сфагновые, плауны. Встречены единичные зерна *Picea* и *Myrica* очень хорошей сохранности.

Диатомовые водоросли, по заключению Я. В. Петроченко [82], представлены двумя видами пресноводных: *Pinnularia borealis* и *Eunotia pectinalis* var. *minor* и тремя видами морских форм: *Coscinodiscus marginatus*, *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira gravida* f. *fossilis*, последние два получили свое развитие в период с позднего миоцена до плиоцена.

Высокое гипсометрическое положение (400–500 м) отложений, соотношение с современным аллювием, наличие в них древних диатомовых водорослей плиоценового возраста и зерен пыльцы теплолюбивых *Picea* и *Myrica* хорошей сохранности позволяет датировать эти отложения эоплейстоценом, не исключено и более раннее время их формирования.

Отложения вмещают россыпную платину, связанную с дунитами центральной и южной частей Гальмознанского массива вывешенского дунит-клинопироксенит-габбрового плутонического комплекса и являются вторичным коренным источником при формировании аллювиальных россыпей [82].

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Вулканогенные эффузивные образования. Тымлатский вулканический комплекс базальтовый (vlefE–ltm?). На смежном с юга листе О-58 ГК-1000/3 [155] эффузивы и обломочные породы этого комплекса образуют широкие плоские субгоризонтальные водораздельные поверхности, прослеживающиеся в северо-восточном направлении от долины р. Зимник на юге до р. Анапка на севере, и подходят к границам листа Р-58-XXXII. Таким образом, не исключено, что пологонаклонные поверхности лавовых покровов с маломощным чехлом элювиально-делювиальных голоценовых образований, развитые в южной части листа Р-58-XXXII, относятся к тымлатскому ВК. Предполагается, что покровные образования представлены потоками базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, среди которых встречаются пласты их агломератовых и псефитовых туфов. Базальты комплекса по соотношению щелочи–кремнезема относятся к щелочной, субщелочной и нормальнощелочной сериям, характеризуются высокими

концентрациями когерентных и некогерентных литофильных элементов, близкими к таковым в щелочных и субщелочных базальтах континентальных рифтов [155].

Возраст ВК принимается по аналогии с листом О-58, где, по палеомагнитным данным, возраст пород тымлатского комплекса определен в интервале 0,7–1,9 млн лет [155]. Возможно, образования ВК залегают на образованиях миоценового ветроваямского андезитового ВК и перекрываются ледниковыми образованиями первой стадии позднеплейстоценового оледенения и аллювиальными позднеголоценовыми осадками.

Предполагаемая мощность на изучаемой территории – от первых десятков метров до 50 м (мощность на листе О-58 – до 500 м).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен на площади листа представлен всеми звеньями. Отложения нижнего и среднего звена развиты незначительно. Отложения верхнего звена распространены значительно шире и по климатостратиграфическому принципу расчленены на четыре ступени.

Нижнее звено

В составе нижнего звена выделен только лимноаллювий.

Лимноаллювий (la!) представлен алевритами, песчано-галечными образованиями, торфом. Мощность отложений – до 10 м. Лимноаллювий выделен условно на западном побережье Пенжинской губы между мысами Хелнин и Обрывистый. Образования лимноаллювия залегают с размывом на неогеновых отложениях и состоят из переслаивающихся пачек (1,5 м) тонко- и параллельнослоистых коричнево-серых озерных алевритов с прослоями (до 1 см) торфа и желто-серых речных песчано-галечниковых линз и прослоев (0,2–0,3 м). Карпологический анализ, по заключению П. И. Дорофеева, свидетельствует о раннеплейстоценовом возрасте флоры. По заключению Е. Н. Стефанович, спорово-пыльцевые комплексы характерны для редких березовых лесов с подлеском из ивы, стланика, ольховника, рябины и лещины, что говорит об образовании этих отложений не позднее раннего неоплейстоцена [304].

Среднее звено

В составе среднего звена выделены аллювиальные образования погребенных долин, которые закартированы только в Коряжской СФО, и ледниковые образования, развитые как на суше, так и в акватории Пенжинской губы.

Ледниковые образования (gl₄₋₆?) представлены щебнисто-галечно-валунным материалом с суглинистым и супесчаным заполнителем. Мощность образований – более 7 м. Эти образования, закартированные на левобережье р. Парень и на водоразделах с абс. отм. 200–400 м, а также в основании некоторых террас в бассейне р. Гыленга представлены грубообломочным материалом, состоящим из хаотически расположенных валунов (до 40%), размером иногда до 2 м, хорошо- и среднеокатанных (нередко валуны с бороз-

дами ледниковой штриховки), различного количества щебня и гальки и темно-серых тяжелых глин, суглинков и супеси. Местами отмечаются прослои и линзы крупнозернистых песков. Обломочный материал представлен местными породами, за исключением рек Каняваам–Хукваям, где в нем много гнейсов и амфиболитов. Максимальная вскрытая мощность этого разреза – 7 м (р. Гыленга), на водоразделах мощность не установлена [48].

Залегают ледниковые образования на меловых гранитоидах и более древних отложениях, перекрыты межледниковыми верхнеоценовыми галечниками. Ранее эти отложения картировались более широко, но впоследствии площади среднеоценового долинно-полупокровного(?) оледенения на изданных картах ГК-200 были отнесены к первой стадии позднеоценового оледенения. Сложность диагностирования этих отложений связана с их значительной переработкой склоновыми и мерзлотными процессами.

Спорово-пыльцевые спектры непредставительны, включают пыльцу из неогеновых отложений. Нижняя возрастная граница отложений не установлена. Среднеоценовый возраст ледниковых образований определяется налеганием на них межледниковых аллювиальных галечников, их расположением на водоразделах за пределами конечных морен первой стадии позднеоценового оледенения, а также плохой сохранностью по сравнению с ледниковым рельефом позднеоценового оледенения.

Ледниковые образования этого возраста, по данным НСП, выделены в переуглубленных долинах на шельфе северного сегмента Пенжинской губы. Залегают на размытой поверхности дочетвертичных отложений. Образования представлены предположительно галечниками, плохосортированными валунниками, валунными суглинками. Мощность – предположительно до 10 м.

Аллювий погребенных долин (all?) закартирован в пределах северо-западных отрогов Корякского хребта в бассейнах руч. Ледяной и р. Левтыриновьям. Аллювий представлен галечниками, гравийниками и супесями общей мощностью 6 м. Образования не выходят на дневную поверхность, вскрыты в искусственных обнажениях при обработке платиноносных россыпей, залегают на дочетвертичных отложениях. В левом борту руч. Ледяной под гляциофлювиальными образованиями второй ступени верхнего неоплейстоцена изучен разрез.

1. Супеси желтовато-буроватого цвета с маломощными (0,1–0,2 м) линзами желтых глин протяженностью 1,0–1,5 м	0,5 м
2. Гравийно-галечные отложения с супесчаным заполнителем желтовато-бурого цвета. Обломочный материал хорошо окатан, представлен гипербазитами – 90 %, терригенными породами – 5 %, кремнями – 5 %	1,5 м
3. Валунно-галечные отложения с супесчано-суглинистым заполнителем зеленовато-серого цвета. Обломочный материал средне- и хорошоокатан, представлен гипербазитами – 40 %, кремнями – 50 %, терригенными породами – 10 %	2 м

Мощность по разрезу – 4 м.

По данным спорово-пыльцевого анализа, в пробах, отобранных из аналогичных отложений в 1 км выше по течению от изученного разреза, домини-

рует группа спор (52–53 %) с высоким содержанием плаунка сибирского (42–46 %) и небольшим количеством кочедыжниковых папоротников (3,5–7 %) и тундровых видов плаунов (2–4,5 %). Субдоминирует травянисто-кустарниковая группа (23–31 %), в которой увеличивается количество трав-ксерофитов, в основном – полыней (11,5–19,5 %), меньше – злаков (5,5–7 %). В древесно-кустарниковой группе (16–25 %) пыльца кедрового стланика составила 10–15 %, кустарниковых берез – 5–7 %, ольховника – 1–2,5 %. По заключению палинолога Т. Е. Пузанковой [82], вероятный возраст вмещающих отложений – оледенение среднего неоплейстоцена.

По палинологическим данным и с учетом геоморфологического положения аллювия, его возраст принимается среднееоплейстоценовым, не разделенным на ступени вследствие недостаточности аналитических данных [82].

В пределах Сейнава-Гальмознанского платиноносного узла аллювиальные отложения вмещают россыпи платины.

Верхнее звено

В верхнем звене неоплейстоцена по смене относительно теплых и холодных фаз, установленных палинологическим и диатомовым анализами, выделяются одно межледниковье (первая ступень) и одно оледенение с двумя стадиями (вторая и четвертая ступени) и межстадиал (третья ступень). Имеющиеся радиоуглеродные датировки не противоречат этому [68]. Четвертичные образования верхнего звена установлены на суше и на шельфе Пенжинской губы.

Первая ступень

Отложения первой ступени представлены межледниковыми морскими и аллювиальными образованиями.

Морской ундалювий прибрежных фаций (m_{vprIII_1}) развит ограниченно вдоль западного и северного побережья Пенжинской губы, изучен в обнажениях и представлен песками, песками с прослоями глин, галечниками с валунами, суглинками с валунами и галечниками, торфом.

На мысе Обрывистый морские ундалювиальные образования мощностью 10 м сложены песками, суглинками с галькой и валунами, торфом. Они лежат с размывом на неогеновых отложениях и перекрываются ледниковыми образованиями первой стадии позднеоплейстоценового оледенения. Для торфа, залегающего в верхней части разреза, получены запредельные радиоуглеродные датировки (пробы 26, 27 на ^{14}C более 50 тыс. лет и $50,4 \pm 1,8$ тыс. лет) [304].

На севере Пенжинской губы морские образования вскрываются реками, впадающими в море. В нижнем течении на правом берегу р. Микина был изучен разрез мощностью 11,6 м [101].

1. Переслаивающиеся галечники с валунами (до 20–40 см) и гравий, заполнитель – мелкозернистый песок 2,5 м
2. Мелкозернистые пески (10 см), переслаивающиеся с гравием и глиной 0,5 м

3. Пески тонкозернистые горизонтальнослоистые иловатые с линзами и прослоями (0,4–0,5 см) голубой жирной глины	1,0 м
4. Пески крупнозернистые с прослоями мелкозернистых иловатых	3,4 м
В песках и глине слоев 3 и 4 обнаружены морские диатомеи, пресноводные (возможно, переотложенные из более древних пород) и солоноводные виды.	
5. Галечник с гравийным заполнителем, переслаивающийся с песками (0,3–0,6 м) грубозернистыми хорошоотмытыми с редким гравием	2,1 м
6. Пески разнозернистые рыхлые горизонтальнослоистые с редкой галькой	2,1 м

Эти отложения вверх по долине р. Микина фациально замещаются аллювиальными отложениями и вместе с ними формируют единый аккумулятивный уровень.

В спорово-пыльцевых спектрах (разрез мыса Обрывистый), по заключению Е. Н. Стефанович, преобладает пыльца кедрового стланика, в группе трав – верескоцветных, а в группе спор – папоротники и сфагновые мхи. Встречается пыльца ели, сосны, древовидной березы. Комплекс диатомовых (*Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Diploneis bombus* Ehr.), по заключению В. М. Смирновой, обитал в мелководном, умеренно-теплом, заболоченном, имеющем кратковременную связь с морем, бассейне. Время формирования – межледниковье позднего неоплейстоцена, запредельные радиоуглеродные датировки не противоречат этому [304].

Общая мощность отложений – 12 м.

А л л ю в и й (alll) слагает третью или четвертую надпойменную террасу в долинах крупных рек региона, а также выполняет погребенные днища эрозионных долин в бассейне р. Вывенка.

Аллювий залегает на дочетвертичных образованиях или образованиях среднего звена, перекрывается гляцифлювиальными отложениями первой стадии позднеплейстоценового оледенения или межстадиальными аллювиальными отложениями. Аллювий слагают галечники, пески, супеси, реже гравийники, валунники, суглинки, торф. Мощность отложений – до 40 м.

В пределах Корякской СФО аллювий мощностью до 40 м слагает 35–40 м террасы в бассейнах рек Оклан, Гьленга, 20–25 м террасы рек Юлговаям, Микина. В долинах рек Иттитят и Тавахнин аллювий мощностью 3 м слагает основание 10–12 м террас.

В Пенжинско-Парапольской СФО аллювий обнажается по бортам Пенжинского и Парапольского долов (в скважинах не установлен), слагая фрагменты четвертой надпойменной террасы левых притоков рек Пенжина и Энычаваям высотой 20–40 м, которые сильно переработаны морозными процессами и эрозией [3].

В Корякской СФО погребенный аллювий выполняет днища эрозионных долин, вскрыт в бортах руч. Ледяной и р. Левтыриновьям вдоль западного и восточного флангов Сейнав-Гальмознанского массива [82]. Аллювий мощностью до 8 м сложен галечниками, песками и супесями, состав отложений зависит от материнских дочетвертичных пород. Основные запасы платины Сейнав-Гальмознанского платиноносного узла на месторождениях руч. Ледяной и р. Левтыриновьям связаны именно с этими аллювиальными отложениями [82].

Палиноспектры из аллювиальных образований с преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой растительности указывают на условия, теплее современных и межстадиальных, и соответствуют эпохе позднеплейстоценового межледниковья.

Вторая ступень

Отложения второй ступени представлены ледниковыми и гляциофлювиальными образованиями первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, а также аллювием.

Ледниковые образования (g_{III_2}) горно-долинного оледенения с центрами в Ичигемском хребте и Корякском нагорье представлены образованиями донных, боковых и конечных морен, залегающими на дочетвертичных породах, на размытых осадках среднего звена и межледниковых отложениях первой ступени верхнего неоплейстоцена. Ледниковые образования сложены несортированными валунниками и галечниками с песчаным и супесчаным заполнителем, валунно-галечно-гравийными образованиями с гравийно-супесчано-суглинистым заполнителем. Мощность боковых и донных морен – 10–30 м, конечно-моренных образований – 40–60 м [68]. Обломочный материал слабой степени окатанности представлен местными породами.

Граница краевых ледниковых образований Ичигемского хребта прослеживается вблизи береговой линии Пенжинской губы на юге и вдоль западной границы Пенжинского дола на востоке. Ледниковые образования установлены в большинстве речных долин Корякского нагорья. На западе ледники доходили до Парапольского дола, на юге – до западной части зал. Корфа [68].

Спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы травянисто-кустарниковой группы характеризуют холодные климатические условия.

Ледниковые образования этого времени в значительной степени переработаны склоновыми и криогенными процессами.

Палинологические данные, стратиграфическое положение, а также худшая степень сохранности ледниковых комплексов и моренного рельефа по сравнению с ледниковыми образованиями второй стадии обосновывает время их формирования в первую стадию верхнеплейстоценового оледенения.

Гляциофлювиал (fl_{III_2}) обрамляет конечно-моренные гряды, слагает зандровый террасовый уровень высотой 5–25 м, прислоненный к боковой или донной морене. Гляциофлювиальные образования представлены галечниками с включением гравия, песка и валунов. Они перекрывают межледниковые образования первой ступени, в них вложены межстадиальные и голоценовые образования [68]. Мощность образований – до 40 м.

Спорово-пыльцевые спектры, с преобладанием пыльцы травянистых растений и подчиненной ролью кустарников, характеризуют тундровую холоднотравную растительность с доминантами из спор плаунка сибирского и сфагновых мхов, что свидетельствует о климате ледникового периода [68].

Аллювий (al_{III_2}) слагает третьи надпойменные эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы высотой 25–30 м в Пенжинско-Парапольской СФО в долинах рек Пенжина, Белая и в приустьевой части р. Кустовая. Пойменная фация представлена супесями и суглинками, русловая – галечниками, песками, реже – суглинками [64, 68]. По заключению Е. Н. Стефанович [64],

преобладание пыльцы тундровых ассоциаций в разрезах террас свидетельствует о значительном похолодании климата во время накопления отложений, что позволяет отнести их к первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения. Мощность отложений – до 24 м.

Аллювиальные образования широко развиты на шельфе Пенжинской губы, где залегают на интенсивно расчлененной поверхности дочетвертичных образований. Накапливались во время первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения [205]. Сложены галечно-гравийными отложениями с валунами и песком, галечниками с глинистым заполнителем. Мощность – до 17 м. На разрезах НСП характеризуются отчетливыми отражениями различной ориентировки, с многочисленными несогласиями по типу эрозионного среза.

Третья ступень

Третья ступень включает межстадиальные морские, озерные, аллювиальные и озерно-аллювиальные образования.

Мариний (mll_3) сложен галечниками, гравийно-галечниковыми образованиями, песками, суглинками, валунниками, глинами мощностью до 20 м.

Мариний развит фрагментарно на побережье Олюторского и Корфского заливов, где слагает террасы либо залегают под ледниковыми образованиями четвертой ступени. Спорово-пыльцевые спектры из морских образований, по заключению С. М. Горяевой [80, 81], отражают развитие крупно-кустарниковой тундры с ольховым и кедровым стлаником с наземным покровом из плаунов и папоротников и открытыми пространствами разнотравных лугов, время формирования отложений – вторая половина поздненеоплейстоценового межстадиала.

Лимний (lll_3) в бассейне р. Парень (р. Домашний Куюл) на левобережье р. Колымак в тыловой части морены представлен тонкопереслаивающимися песками и галечниками мощностью 15 м [304].

На шельфе Пенжинской губы лимний с несогласием перекрывает аллювиальные образования второй ступени и характеризуется субгоризонтальными отражениями. Лимний представлен песками, алевритами с прослоями торфа и гравийниками. Абсолютный возраст прослоев торфа – 30,3–43,9 тыс. лет (КИ-3012, КИ-3011). Мощность в среднем – 3–7 м, максимальная – до 20 м.

Аллювий (all_3) слагает фрагменты аккумулятивной, реже цокольной второй или третьей надпойменной террасы высотой 6–15 м наиболее крупных рек территории. Аллювий залегают на коренных породах или на отложениях первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения, на нем залегают отложения второй стадии поздненеоплейстоценового оледенения и голоценовые образования. Наиболее распространены слоистые галечники, переслаивающиеся с отмытыми разнозернистыми песками (до 3–4 м). В Пенжинском и Парапольском долах аллювий горизонтально или (реже) косослоистый, представлен суглинками с печаными, супесчаными и глинистыми прослоями. В Парапольском долу полная мощность аллювия по скважине – 14,8 м.

Возраст аллювия в долине р. Колымак, по данным радиоуглеродного датирования – $33,4 \pm 1$ тыс. лет [121]. Мощность аллювия достигает 15 м.

Лимноаллювий (l_{all}_{2+3}) широко распространен в пределах Пенжинского и Парапольского долов. В Пенжинском долу от окраин к центру состав отложений грубее – песчано-глинистые осадки замещаются галечниковыми; в Парапольском долу – соотношение обратное. Верхнюю часть отложений слагают глины и суглинки, переслаивающиеся с торфяниками (0,2–1,2 м) и реже – галечниками и гравием (1–12,5 м), нижнюю – горизонтально слоистые хорошо сортированные и окатанные литифицированные галечники. Полная мощность отложений (56 м) установлена тремя скважинами в среднем течении р. Куюл, где на коренных породах залегает песчаная слоистая толща с прослоями глин (1–20 см) и гравийно-галечного материала, на глубине 38,4 м – разнородные пески с остатками древесины [68].

Диатомеи из отложений среднего и нижнего течения р. Куюл свидетельствуют, по мнению С. П. Озорниной, о формировании осадков в неглубоком пресном водоеме в умеренно холодном климате. В Парапольском долу, по Л. Г. Пирумовой, содержатся озерные планктонные виды диатомей, характерные для глубоководного олиготрофного озера, существовавшего в условиях, близких к современным. Спорово-пыльцевые спектры в Пенжинском и Парапольском долах, по И. А. Цепяевой, характеризуют лесотундру межледниковья; спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза, по Е. Н. Стефанович и З. К. Борисовой, – осоково-сфагновые тундры холодного климата [68].

В лимноаллювии в районе пос. Таловка, на северном побережье Пенжинской губы и у оз. Васильевское найдены остатки костей мамонта, ископаемой лошади, северного оленя, шерстистого носорога, отнесенные А. П. Васильевским к «мамонтову комплексу» позднего плейстоцена [68].

Четвертая ступень

Четвертая ступень объединяет ледниковые, гляциофлювиальные, аллювиальные и озёрные образования.

Ледниковые образования (g_{III}_4) второй стадии позднеплейстоценового долинного оледенения сложены несортированным глыбово-валунно-галечным материалом с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем мощностью до 40 м. Эти образования залегают на коренных породах, на ледниковых образованиях первой стадии позднеплейстоценового оледенения и аллювии межстадиала, в них вложены образования голоцена. Обломочный материал представлен местными породами, плохой, реже средней степени окатанности. Отмечается «утюгообразная» форма галек и валунов.

Центры оледенения располагались в наиболее возвышенных частях Ичигемского и Тайнынотского хребтов в Колымско-Пенжинской СФО и на хребтах Пылгинский, Ивтыгын, Уннэй-Тунуп в Корьякском нагорье.

Ледниковые образования слагают донные, боковые, срединные и конечно-моренные гряды, хорошо сохранившиеся и отчетливо дешифрирующиеся на АКС и АФС, выделяясь холмисто-западинным рельефом с серией озер.

Возраст определен на основании пространственной близости их к хорошо сохранившимся троговым долинам и ледниковым циркам, а также относи-

тельно «свежего» облика слагаемых ими форм рельефа и сохранностью ледникового микрорельефа. Последнее отличает их от образованных ледниковыми отложениями первой ступени сглаженных и завуалированных позднейшими экзогенными процессами ледниковых форм.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (flll₄) примыкает к одновозрастным конечно-мореным образованиям и вложен в донные морены. Гляциофлювиальные образования слагают террасы с относительной высотой 5–15 м, цокольные террасы – до 30–40 м. В большинстве долин преобладают слоистые галечники и валунно-галечные образования с песчаным, песчано-гравийным и суглинистым заполнителем мощностью до 15–20 м. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют растительность кустарниковой, реже – каменистой тундры, формировавшейся в условиях устойчивого похолодания второй стадии позднелепистоценового оледенения [68].

Л и м н и й (llll₄) слагает 5–7-метровый террасовый уровень оз. Пареньское, расположенного в Пареньской впадине Колымско-Пенжинской СФО. Отложения представлены монотонными, неслоистыми хорошо промытыми песками, перекрываются голоценовым лимнием. Мощность – до 10 м [304].

А л л ю в и й (alll₄), синхронный второй стадии позднелепистоценового оледенения, представлен галечниками, гравийниками, песками, валунниками и супесями мощностью до 10 м. Залегает на межледниковых осадках и перекрывается голоценовыми отложениями.

На западе территории в пределах Колымско-Пенжинской СФО аллювий, представленный хорошоокатанными и плотно упакованными галечниками с песчано-гравийным заполнителем, слагает первую надпойменную террасу высотой 5–7 м по рекам Колымак, Тылхой, Парень, Кечичма, Карночивеем. Ледники, развитые в наиболее возвышенной части Ичигемского хребта, не достигали долин этих рек. В устье р. Карночивеем аллювий перекрывается голоценовым торфом 7280 ± 40 лет возраста (проба 25), по данным радиуглеродного датирования [304].

В южной части листа в Коряжской СФО аллювий развит фрагментарно по рекам, впадающим в зал. Корфа (Авьеваям, Янгъянайлыгунваям и др.). Аллювий слагает вторые надпойменные речные террасы 10-метрового уровня, сформировавшиеся во время оледенения в долинах, в которые не спускались ледники. Сложены террасы галечниками, гравийно-галечным материалом, песками, валунниками с примесью суглинков и супеси. Обломочный материал хорошо окатан [81, 82, 102, 103]. По заключению палинолога И. А. Баскович, спектры характеризуют холодолюбивую растительность кустарниковой тундры [81].

В Пенжинской губе аллювий локально развит вблизи устьев крупных палеодолин. Он сложен галечниками с песчано-гравийным заполнителем с валунами, прослоями песков и алевролитов. Мощность – до 15 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Этот временной интервал включает парагенезисы лимния и палюстрия, аллювия и пролювия, сформировавшиеся на суше, а также морские и морские декливиальные образования в акватории Олюторского залива.

Морской декливи́й (mdIII–Н), представленный алевроитами, выделен на континентальном склоне в пределах Олюторского залива. Мощность отложений – предположительно до 5 м.

Мари́ний не́расчлененный (mIII–Н) выделяется условно ниже уступа континентального шельфа и батиметрически выше оползневых фаций. Мари́ний представлен предположительно алевроитами. Мощность осадков – предположительно до 5 м.

Лимни́й и палюстри́й (l, plIII–Н) слагают берега и днища осушенных и функционирующих термокарстовых озер, наиболее распространенных на равнинах Парапольского и Пенжинского долов. Начало осадконакопления связано с образованием термокарстовых воронок после окончания оледенений в позднем неоплейстоцене, а также с деградацией многолетнемерзлых грунтов, начавшейся во время климатического оптимума в середине голоцена. Разделить эти отложения по возрасту из-за недостатка имеющихся данных сложно. Лимни́й и палюстри́й мощностью до 5 м представлены иловато-глинистыми и песчано-суглинистыми осадками с прослоями (0,5 м) торфа [68].

Аллюви́й и пролюви́й «сухих дельт» (a, plIII–Н) слагают горизонтальнослоистые разносортированные галечники с прослоями песчано-гравийного и песчаного материала. Наземные «сухие дельты» формировались при выходе долин на равнины Пенжинского и Парапольского долов. Мощность отложений – 5–10 м [68].

На выходе р. Осиновка в Пенжинский дол эти отложения прислонены к коренным породам склонов и местами перекрываются голоценовым аллювием высокой и низких пойм. В верхней части отложений содержится спорово-пыльцевой спектр, близкий к современному, а в нижней – бедный, вероятно, связанный с резким похолоданием климата, спорово-пыльцевой спектр с единичными зёрнами пыльцы и спор *Pinus pumila*, *Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster*, *Ericales*, *Cyperaceae*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Sphagnales*. Эти данные позволяют предполагать, что накопление отложений началось в позднем неоплейстоцене и закончилось в голоцене [94].

ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена широко развиты на территории листа, они представлены различными генетическими типами континентальных образований и морскими осадками Охотоморского и Беринговоморского бассейнов.

Основным компонентом четвертичного покрова изучаемой территории являются гравитационные (склоновые) образования: коллювий, коллювий и делювий; парагенезисы десерпция с коллювием и солифлюксияем; солифлюксий; делювий, делювий и солифлюксий, а также элювиальные образования в парагенезисе с делювием и солифлюксияем.

Помимо гравитационных и элювиальных отложений выделяются аллювиальные, озерные, пролювиальные и ледниковые образования, а также парагенезисы аллювия и пролювия, аллювия и делювия. Вдоль побережий закартированы морские образования, эстуариевые и дельтовые фации аллювиально-морских образований.

В шельфовой области выделены морские ундальювиальные образования прибрежных фаций, морские нефелоидные образования лагунных фаций, морские флювиальные, морские волновые и флювиальные, морские перлювиальные образования, а также аллювиомариний эстуариевых фаций и мариний.

Расчлененными на три части, соответствующие условным частям голоцена, закартированы только аллювиальные отложения. К нижнему голоцену отнесен аллювий первой надпойменной террасы, к среднему голоцену, сопоставляемому с климатическим оптимумом – отложения высокой поймы, а к верхнему голоцену – отложения низкой поймы и русла.

Нижняя часть

Аллювий первых надпойменных террас (a^1H^1) развит фрагментарно в долинах крупных рек. Относительная высота террасы – 3–6 м, редко 8–10 м. В горных долинах аллювий представлен валунно-галечными грубослоистыми отложениями, на равнинах – гравийно-галечными, слоистыми и косослоистыми с песком и супесью [68].

Залегает на межстадиальных отложениях или отложениях второй стадии поздненеоплейстоценового оледенения. Мощность – до 10 м.

Средняя часть

Аллювий высоких пойм (a^pH^2) сложен галечниками, гравийниками, песками, супесями общей мощностью до 5 м. Аллювий перекрывает отложения первой надпойменной террасы или прислонен к более древним образованиям большинства рек.

Спорово-пыльцевой комплекс из осадков высокой поймы характеризуется преобладанием пыльцы кедрового стланика, ольховника, кустарниковых берез (около 60 %) и травянистых растений (до 36 %), что, по мнению Е. Н. Стефанович, отражает потепление климата, которое произошло во второй половине голоцена [237].

Верхняя часть

Аллювий низких пойм и русловой ($a_{r+p}H^3$) встречается практически по всем водотокам на площади листа. Русловая фация в верховьях долин валунно-галечная, слабо сортированная, нередко представлена перлювием ледниковых образований, в низовьях – песчано-галечная и илисто-песчаная. Пойменная фация – супесчано-суглинистая с торфом и валунно-галечным материалом [68]. Мощность – до 10 м.

Средняя–верхняя части

Аллювий русловой и пойменный (aH^{2+3}) – нерасчлененные образования высокой и низкой поймы и руслового аллювия. Закартированы там, где в масштабе карты эти образования невозможно показать раздельно. Представлены галечниками, гравийниками, реже валунниками, песками, суглинками, супесями, торфом. Мощность – до 10 м.

ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Морской перлювий (mpH) сложен гравийниками и галечниками с валунами, песчано-гравийно-галечными отложениями. Распространен в акватории Пенжинской губы в пределах субгоризонтальной аккумулятивной и слабосхолмленной эрозионно-аккумулятивной равнин, в зоне активного гидродинамического воздействия с маломощным (до 3 м) чехлом четвертичных отложений, где происходит интенсивное вымывание тонкообломочных фракций. В акватории Берингова моря морской перлювий развит на аккумулятивно-абразионной равнине над антиклиналью Лаврова. Мощность – до 3 м.

Морской нефеловид лагунных фаций (mn₁H) представлен песками, алевритовыми песками. Распространен локально в Олюторско-Литкенском бассейне Берингова моря в лагуне зал. Уала. Мощность, предположительно, – до 5 м.

Морской флювиал (mfH) представлен песками, алевритовыми песками и песчаными алевритами. Распространен в Олюторско-Литкенском бассейне Берингова моря в пределах субгоризонтальной аккумулятивной и пологонаклонной абразионно-аккумулятивной равнин в зоне действия постоянных течений. Мощность, предположительно, достигает 10 м.

Морской ундалювий прибрежных фаций (mv_{пр}H) сложен песками, гравийно-галечно-песчаными и песчано-гравийно-галечными отложениями. Широко распространен в Олюторско-Литкенском бассейне Берингова моря в прибрежной полосе в пределах слабонаклонных аккумулятивной и аккумулятивно-абразионной равнин. Ограничен береговой линией и границей зоны активного волнового воздействия, проходящей примерно по изобате 50 м. Мощность, предположительно, – до 5 м.

Мариний (mH) в акватории распространен в пределах субгоризонтальных и слабонаклонных аккумулятивных равнин в южных сегментах Пенжинской губы и зал. Корфа. Мариний представлен гравийно-галечно-песчано-алевритовыми микститами, песчано-гравийно-галечными отложениями, алевритовыми песками. Мощность, предположительно, – до 20 м.

На побережье Берингова моря (заливы Олюторский, Корфа, Анапка, Уала) морские образования наблюдаются в приустьевых частях рек, вдоль берегового уступа, слагают косы, бары, пересыпи и пляжи. Мариний представлен песками, гравием, галечниками, реже дресвой и валунами, мощностью до 20 м. Отложения обычно имеют хорошо выраженную горизонтальную слоистость, материал характеризуется хорошей окатанностью и сортировкой.

Ледниковые образования (gH) в виде небольших полей встречаются в цирках и карах в верхней части троговых долин Ичигемского, Тайгоносского и Пылгинского хребтов (Колымское и Корякское нагорья). Они сложены дресвяно-щебнисто-глыбовыми образованиями с суглинистым заполнителем. Мощность отложений – от 8 до 20 м, максимальные мощности (40–50 м) приурочены к Пылгинскому хребту [48, 49, 80, 81].

Лимний (lH), представленный монотонными серыми мелкозернистыми песками, встречен вокруг оз. Пареньское. Мощность – до 5 м [121].

Проллювий (рН) слагает конусы выноса приустьевых частей активно врезающихся долин малых порядков, которые сливаясь могут образовывать протяженные шлейфы у подножия склонов. Состоит из слабоокатанного и плохосортированного валунно-галечного и глыбово-галечно-щебнистого материала мощностью в среднем 10–12 м (в отдельных случаях значительно больше) [68]. Не исключено, что часть пролювиальных образований является селевой.

Аллювий (аН) встречается по всем крупным и мелким водотокам, слагает русло, пойму (высокую и низкую) и первую надпойменную террасу. Аллювиальные образования закартированы как нерасчлененные там, где невозможен их показ раздельно в масштабе карты, а также в тех местах, где из-за отсутствия данных они не были расчленены на соответствующие части. В некоторых случаях (особенно в горных районах) аллювий показан внемасштабно. Аллювий представлен песками, галечниками с гравием и валунами, супесями и суглинками. Мощность отложений достигает 10 м. С этими отложениями связаны россыпи и россыпные проявления золота.

Солифлюксий (sН) широко развит на территории листа, что связано с многолетней мерзлотой. Процессы солифлюкции, зачастую начинаясь от водораздела, захватывают затем пологие (до 10°) склоны междуречий. Увлажненные и частично оттаявшие осадки скользят по мерзлым породам, замедляясь и сгружаясь на выположенных склонах и у подножий. Представлены солифлюкционные образования супесчано-суглинистыми отложениями с включением дресвяно-щебнистого материала. Мощность – 3–5 м [68, 237].

Коллювий (сН), формирующийся на крутых склонах гор, широко развит в пределах Корякского (хребты Пылгинский, Ивтыгын и др.) и Колымского нагорий (хребты Ичигемский, Тайгоносский). Представлен обвальными (углы склонов более 45–50°) и осыпными (углы склонов 30–35°) генетическими подтипами. Коллювий сложен щебнисто-глыбовым материалом, состоящим из пород, которые обнажаются на склонах гор и водоразделах выше коллювиального шлейфа или покрова. Вниз по склону происходит гравитационная сортировка и увеличение мощности отложений. Мощность коллювия достигает 30 м [68, 237].

Дельтавий (dН) имеет дресвяно-щебнистый состав с супесчаным или суглинистым наполнителем, мощность – от первых метров до 10–20 м [68].

Аллювиомариний, дельтовые фации (am_cН) слагает дельту в приустьевой части р. Авьеваям, при впадении ее в зал. Корфа. Дельта сложена песчано-илисто-глинистым материалом с примесью мелкой гальки. Мощность отложений, предположительно, достигает 5 м [103].

Аллювиомариний, эстуариевые фации (am_cН) сложен песками, гравийно-галечно-песчаными отложениями и гравийно-галечно-песчано-алевритовыми микститами, последние характерны для эстуариев рек, впадающих в Пенжинскую губу. Мощность, предположительно, – до 5 м.

Морской ундалювий и морской флювиал (mv,mfН) представлены песчано-гравийно-галечными и гравийно-галечно-песчаными отложениями, песками, алеврито-гравийно-галечно-песчаными и гравийно-галечно-песчано-алевритовыми микститами. Широко распространены в акватории Пенжинской губы в пределах субгоризонтальной аккумулятивной и

слабовсхолмленной эрозионно-аккумулятивной равнин, в зоне воздействия волн и приливно-отливных течений. Мощность отложений – до 21 м.

Аллювий и пролювий (a,pH) слагают конусы выноса в низовьях водотоков в предгорных частях Пенжинского и Парапольского долов и в межгорных впадинах (Вывенской, Пылговаямской и др.), где режим горных ручьев меняется на равнинный. Отложения мощностью 2–8 м представлены слоистыми галечниками с прослоями гравия, крупнозернистого песка, супесей и суглинков, с включением щебня и слабоокатанных валунов [68].

Десерпций и солифлюксий (dr,sH) представлены щебнями с примесью дресвы, супесей и суглинков. Развиты на пологих и средней крутизны склонах. Занимают значительные площади в пределах Корякского, Колымского нагорий и на Окланском плато. Мощность отложений – до 10 м.

Делювий и солифлюксий (d,sH) приурочены к пологим склонам и к пологосклонным поверхностям водоразделов. Они слагают шлейфы подножий, а, соединяясь, могут образовывать долинный шлейф. Отложения представлены суглинками и супесями с включением дресвы и щебня, в их формировании значительную роль играют мерзлотные процессы. Для склонов характерны хорошо выраженные делли. Мощность – до 5 м [68, 82].

Элювий и солифлюксий (e,sH) картируются совместно там, где небольшие по площади уплощенные водоразделы вулканических покровов, перекрытые элювием, переходят в пологие склоны, закрытые чехлом солифлюкционных образований. Представлены щебнисто-глыбовыми отложениями с суглинистым заполнителем на водоразделах и супесчаными, суглинистыми отложениями с включением дресвяно-щебнистого материала на склонах. Мощность – до 10 м.

Коллювий и делювий (c,dH) приурочены к склонам средней крутизны и состоят из щебнисто-дресвяного материала с суглинком и включением глыб, мощность – 3–5 м [68].

Коллювий и десерпций (c,drH) представлены щебнисто-глыбовыми и глыбово-щебнистыми образованиями мощностью до 10 м. Парагенезис этих генетических типов развит на крутых и средней крутизны склонах Корякского и Колымского нагорий, а также Пенжинского хребта.

Элювий и делювий (e,dH) приурочены к небольшим участкам уплощенных водоразделов гольцового выравнивания и структурно-денудационных поверхностей на междуречьях Оклан–Пенжина, притоков Тылхоя и Гыленги, а также к пологим поверхностям водоразделов и склонов крутизной до 15°. Представлены щебнисто-глыбовыми образованиями и супесчано-суглинистыми образованиями со щебнем. Элювий на гранитоидах, роговиках и эффузивах основного состава преимущественно крупно-обломочно-глыбовый (пористый в верхней части, с суглинистым заполнителем в основании), при дальнейшем выветривании дающий обилие мелкозема; на эффузивах кислого состава – плитчато-щебнистый; на туфогенных и осадочных породах – супесчано-суглинистый со щебнем. Мощность – до 10 м [68].

Элювий и делювий (e,d) выделены на равнинах п-ова Елистратова в Мелководнинской впадине и в южной части Парапольского дола в бассейне р. Пустая. Эти образования развиты на осадочных породах этолонской и эрмановской свит миоцена и энемтенской свиты и имповеемской толщи плио-

цена. Элювий и делювий представлены галечниками и песками мощностью, предположительно, – до 5 м. Формирование элювия и делювия, вероятно, происходило на протяжении всего четвертичного периода.

АКВАТОРИЯ

В разрезе акватории по сейсмическим данным выделяется комплекс акустического фундамента и осадочный чехол.

Осадочный чехол Охотоморского и Беринговоморского мегабассейнов разделен четырьмя региональными отражающими сейсмическими горизонтами (СГ), характеризующимися высокой динамической выразительностью и широким площадным распространением, на пять сеймостратиграфических комплексов (СК). Кроме того, в чехле достаточно широко проявлены отражающие горизонты, детализирующие строение сейсмических комплексов, но имеющие локальное распространение. В основании осадочного чехла расположен сейсмический горизонт Фа, ниже которого отсутствуют динамически выраженные протяженные отражения. СГ Фа локально выражен однофазным высокоамплитудным низкочастотным отражением, но преимущественно проводится условно по смене сейсмических характеристик и рисунка записи (рис. 2, 3). Стратиграфический и генетический диапазон пород, слагающих комплекс акустического фундамента, варьирует от раннекарбонных терригенных и вулканогенных образований буондинской свиты, позднеюрско-раннемеловых габброидов куюльского плутонического комплекса до вулкаников кинкильского андезит-базальтового комплекса эоцен-олигоценного возраста.

Выделение сейсмокомплексов осуществляется путем сопоставления сейсмического разреза с разрезами, изученными на прилегающей суше, в соответствии с подразделениями легенды Корякско-Курильской серии листов ГК-1000/3 и учетом основных геологических событий в регионе. Схема сопоставления сейсмокомплексов, слагающих осадочный чехол акватории листа Р-58, и сейсмокомплексов, выделенных на ранее изданных листах О-57 и О-58, приведена на рис. 4.

В пределах охотоморского сегмента листа Р-58 частично расположены Западно-Прикамчатский и Пенжинский бассейны. В осадочном чехле Западно-Прикамчатского бассейна, согласно Корякско-Курильской серийной легенде, выделяется пять сейсмических комплексов, разделенных сейсмогоризонтами 2¹, 2, 1^{II}, 1 (рис. 3): снатовско-гаххинский (среднеэоцен-нижнеолигоценный), утхолокско-кулувенский (верхнеолигоцен-нижнемиоценовый), ильинско-какертский (среднемиоценовый) и этолонско-эрмановский (верхнемиоценовый) и энемтенский (плиоценовый). Положение сейсмических горизонтов и возрастная характеристика комплексов установлены непосредственной корреляцией сейсмических разрезов с разрезом скв. Западно-Сухановская 1. Отсутствие выдержанного, динамически выразительного сейсмогоризонта, разделяющего этолонский и эрмановский сейсмокомплексы, определило выделение объединенного этолонско-эрмановского сейсмокомплекса.

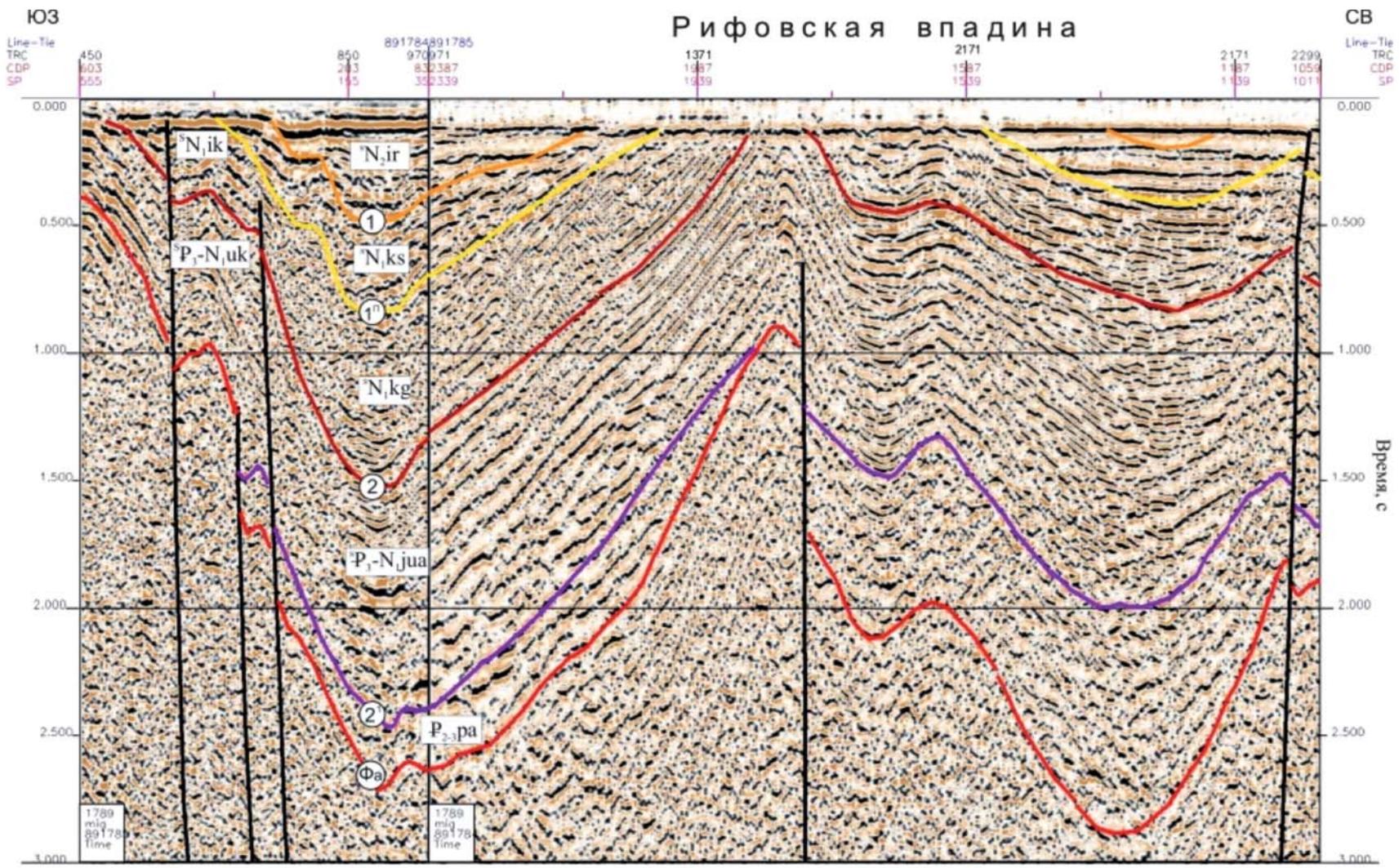


Рис. 2. Строение осадочного чехла Пенжинского бассейна. Композитный временной сейсмический разрез по профилям 891784 и 891785.

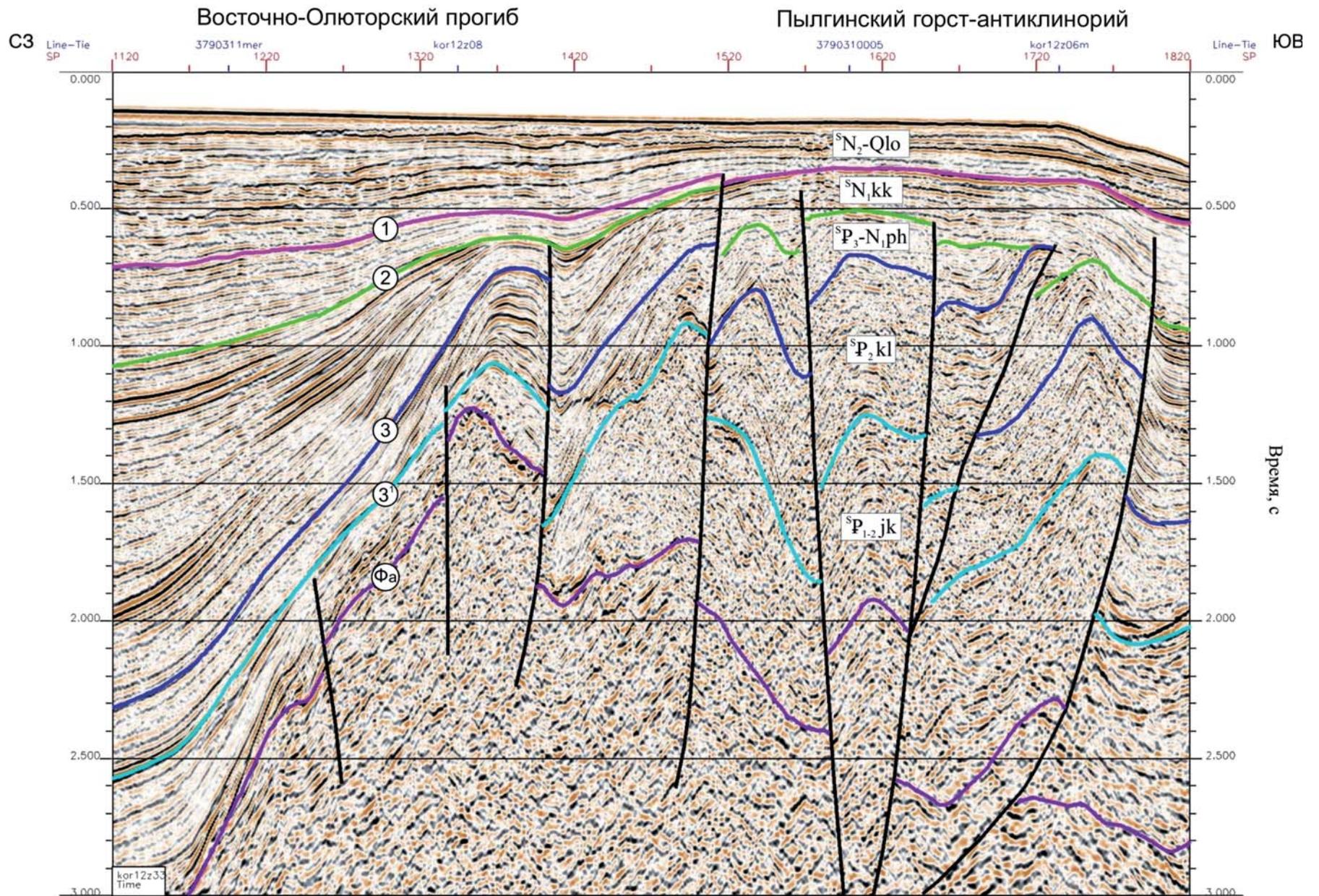


Рис. 3. Строение осадочного чехла Олюторско-Литкенского бассейна. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю KOR12z33.

				ОХОТОМОРСКИЙ МЕГАБАСЕЙН				БЕРИНГОВОМОРСКИЙ МЕГАБАСЕЙН					
				Лист Р-58		Лист О-57		Лист Р-58		Лист О-58			
Период	Эпоха	Подэпоха	Век	Пенжинский бассейн		Западно-Прикамчатский бассейн		Олюторско-Литкенский бассейн		Олюторско-Восточнокамчатский бассейн			
				Пенжинско-Парапольский прогиб	Рифовская впадина	Утлоковский, Парапольский прогибы	Прогиб Шелихова	Олюторский прогиб	Литкенский прогиб	Литкенский прогиб			
Квартал													
НЕОГЕН	ПЛИОЦЕН	верхний	пьянченский	$S_{N,ir}$	Имповеемско-ранекский сейсмокомплекс	$S_{N,en}$	Энемтенский сейсмокомплекс	$S_{N,en}$	Энемтенский сейсмокомплекс	$S_{N,Qit}$	Ольховский сейсмокомплекс до 100 м		
			до 350 м	до 750 м	до 1000 м								
		средний	мессинский	$S_{N,ks}$	Куйбеевско-соколовский сейсмокомплекс	$S_{N,et-er}$	Этолонско-эрмановский сейсмокомплекс более 1000 м	$S_{N,et-er}$	Этолонско-эрмановский сейсмокомплекс до 1200 м	$S_{N,Qlo}$	Лимимтэваяско-ольховский сейсмокомплекс	$S_{N,Qlo}$	Лимимтэваяско-ольховский сейсмокомплекс
			тортонский	до 400 м	с.г. 1	с.г. 1	с.г. 1	с.г. 1	с.г. 1	с.г. 1	с.г. 1	$S_{N,Qlm}$	Лимимтэваяский сейсмокомплекс
			серавалльский	$S_{N,kg}$	Клявямско-гитгиваамский сейсмокомплекс	$S_{N,ik}$	Ильинско-какертский сейсмокомплекс более 1000 м	$S_{N,ik}$	Ильинско-какертский сейсмокомплекс до 1600 м	$S_{N,kk}$	Корфско-классический сейсмокомплекс	$S_{N,kk}$	Корфско-классический сейсмокомплекс
			лангийский	до 800 м	с.г. 2	с.г. 2	с.г. 2	с.г. 2	с.г. 2	с.г. 2	с.г. 2	$S_{N,kr}$	Корфовский сейсмокомплекс до 1600 м
	нижний	бурдигальский	$S_{P_1-N,ju}$	Южнинско-амитгынский сейсмокомплекс до 2200 м	$S_{P_2-N,uk}$	Утлолочно-кулувенский сейсмокомплекс	$S_{N,kl}$	Кулувенский сейсмокомплекс до 800 м	$S_{P_2-N,ap}$	Алугинско-пахачинский сейсмокомплекс	$S_{P_2-N,ap}$	Алугинско-пахачинский сейсмокомплекс	
		авитанский	до 2200 м	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	$S_{N,ph}$	Пахачинский сейсмокомплекс	
	ОЛИГОЦЕН	верхний	хаттский			0-1000 м	$S_{P_{ut-vv}}$	Утлолочно-вивентекский сейсмокомплекс до 1300 м		до 1800 м		до 1800 м	
			с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	
		нижний	ропельский				$S_{P_{2-am-gk}}$	Аманинско-гахинский сейсмокомплекс до 2000 м					
			с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	
с.г. 2'			с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'	с.г. 2'		
с.г. 3			с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3	с.г. 3		
верхний	приабонский	$S_{P_{2-pa}}$	Пальматкинско-авековский сейсмокомплекс 0-3500 м	$S_{P_{2-sg}}$	Снатольско-гахинский сейсмокомплекс	$S_{P_{3-kv}}$	Ковачинский сейсмокомплекс до 3000 м	$S_{P_{3-kl}}$	Килакирнунский сейсмокомплекс	$S_{P_{3-kl}}$	Килакирнунский сейсмокомплекс		
	0-1600 м	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа			
ЭОЦЕН	средний	бартонский				$S_{P_{3-sn}}$	Снатольский сейсмокомплекс до 3000 м		до 2200 м		до 2000 м		
		с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа		
	нижний	ипрский						$S_{P_{1-2,jk}}$	Южноильпинско-кыланский сейсмокомплекс	$S_{P_{1-2,jk}}$	Южноильпинско-кыланский сейсмокомплекс		
		до 2500 м	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа		
ПАЛЕОЦЕН	верхний	танетский							до 2500 м		до 800 м		
		с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа	с.г. Фа		
нижний	зеландский												
	датский												
МЕЛ	верхний												

Рис. 4. Схема сопоставления сейсмокомплексов.

Сейсмический горизонт 2¹, расположенный в кровле снатольско-гаххинского СК, является седиментационным надрегиональным несогласием. Он хорошо прослеживается на шельфе северного и северо-западного сегментов Охотского моря (в номенклатуре Магаданского бассейна СГ 3). Обусловлен падением уровня Мирового океана на рубеже нижнего и верхнего олигоцена. СГ 2 является структурно-седиментационным несогласием, сформированным сочетанием структурной перестройки и понижением уровня Мирового океана на границе нижнего и среднего миоцена. Сейсмический горизонт 1^{II} отвечает эвстатическому минимуму на рубеже среднего и верхнего миоцена, а СГ 1 структурной перестройке на границе миоцена и плиоцена.

В Пенжинском бассейне осадочный чехол, подобно Западно-Прикамчатскому бассейну, разделен сейсмогоризонтами 2¹, 2, 1^{II}, 1 на пять сейсмических комплексов (рис. 2, 4): пальматкинско-авековский (среднеэоцен-нижнеолигоценовый), южнинско-амитгынский (врхнеолигоцен-нижнемиоценовый), кляваямско-гитгитваамский (среднемиоценовый), куйбивеевско-соколовский (верхнемиоценовый), имповеевско-ранекский (плиоценовый).

В осадочном чехле Олюторско-Литкенского бассейна* (Берингоморский мегабассейн) выделены опорные сейсмические горизонты 3, 2¹, 2 и 1 (рис. 3, 4). Горизонты 3, 2 и 1 характеризуются амплитудными эрозионными и угловыми несогласиями, что свидетельствует о соответствии их этапам структурных перестроек. На сопредельной суше в кайнозое проявлены три крупных перестройки: среднеэоценовая, в начале среднего миоцена и на рубеже миоцена и плиоцена. Согласно легенде Корякско-Курильской серии листов ГК-1000/3, эти горизонты разграничивали снизу вверх: южноильпинско-кыланский (палеоцен-нижнеэоценовый), килакирнунско-пахачинский (среднеэоцен-среднемиоценовый), корфский (средне-верхнемиоценовый) и классический (верхнемиоцен-четвертичный) сейсмокомплексы. Три нижних комплекса разделены несогласиями (СГ 3 и 2), соответствующими среднеэоценовому и среднемиоценовому этапам тектогенеза. Граница корфского и классического СК приходится на уровень верхнего миоцена, в котором перестройки не отмечено. Учитывая характер СГ 1 – широко проявленные угловые несогласия и эрозионные срезания в сводах антиклинальных структур, считаем его соответствующим перестройке на границе миоцена и плиоцена. В связи с этим меняется стратиграфический диапазон сейсмических комплексов, разделенных им. Таким образом, верхние сейсмические комплексы, согласно коррелятным подразделениям суши, переименованы в лимимтэваямско-ольховский (плиоцен-четвертичный) и корфско-классический (средне-верхнемиоценовый). Сейсмический горизонт 2¹, разделяющий килакирнунско-пахачинский сейсмокомплекс на две части (килакирнунский и алугинско-пахачинский СК), приурочен, вероятнее всего, к границе эоцена и олигоцена. С этим временем связано затухание вулканической деятельности в палеогеновое время в пределах Олюторского тектонического блока и в Западнокамчатско-Корякском вулканогенном поясе. Сейсмический горизонт регистриру-

*При описании стратиграфии этого бассейна использованы новые материалы из отчета Ю. В. Рыбак-Франко, 2013 [326].

ется выдержанным амплитудным отражением, сменой сейсмической записи и локально проявленным угловым несогласием [326].

Охотоморский мегабассейн

Пенжинский бассейн континентально-шельфовый

Комплекс фундамента акустического (C_1-K_2) установлен повсеместно в основании акустически прозрачного чехла. Погружается в мульдах Рифовской впадины на глубину более 4,5 км, в бортах предположительно выведен на поверхность дна, о чем свидетельствуют пункты донного опробования, в которых гравийно-галечный материал на 100 % представлен обломками эффузивов либо в нем преобладают обломки эффузивных и интрузивных пород. Отличается широким стратиграфическим диапазоном образований слагающих его – от раннекарбонных терригенных и вулканогенных образований буюндинской свиты до верхнемеловых быстринской и пиллалва-ямской свит.

Зона сочленения Пареньско-Пенжинского рифта и Рифовской впадины характеризуется линейной положительной гравитационной аномалией интенсивностью до 20 мГал, предположительно связанной с выходами пород акустического фундамента на дно и содержанием в его составе блоков куюльского габбро-дунит-гарцбургитового плутонического комплекса позднеюрско-раннемелового возраста.

Южный фланг Рифовской впадины, между полуостровами Елистратова и Маметчинский, характеризуется положительным гравитационным полем интенсивностью до 30–40 мГал, причем высокая интенсивность поля (до 22 мГал) регистрируется и в южной мульде, где поверхность акустического фундамента залегает на глубинах свыше 4 км. Такой характер гравитационного поля свидетельствует о присутствии в составе акустического фундамента блоков, сложенных породами куюльского габбро-дунит-гарцбургитового плутонического комплекса. Таким образом, в Пенжинском бассейне комплекс фундамента акустического сложен образованиями различного генезиса и возраста от раннего карбона до позднего мела.

Осадочный чехол

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Пальматкинско-авековский сейсмокомплекс (${}^sP_{2-3pa}$) слагает нижнюю секцию осадочного чехла. В кровле ограничен СГ 2¹, в подошве – поверхностью акустического фундамента. По характеру сейсмической записи разделяется на две части.

Нижняя часть регистрируется преимущественно высокоамплитудными низко-среднечастотными отражениями, свидетельствующими о переслаивании пород с контрастными физическими свойствами, обусловленными различной размерностью кластического материала и примесью пирокластики.

Над поднятыми блоками фундамента отражения – субпараллельные, средней протяженности, здесь накапливались терригенные, возможно угленосные, отложения. Во впадинах, характеризующихся максимальной мощностью (до 2600 м), преобладают непротяженные, бугристые отражения, иногда хаотические, предполагающие высокие скорости и беспокойную обстановку осадконакопления. Здесь предположительно формировалась вулканогенная моласса. Источником вулканического материала являлся вулканизм кытыймского базальтового комплекса.

Верхняя часть СК характеризуется более протяженными субпараллельными отражениями меньшей амплитуды, свидетельствующими о ее формировании в более мористых условиях. Сложена морскими терригенными отложениями, в которых предполагается преобладание аргиллитов и алевролитов, в подчиненном объеме песчаников, с закономерным увеличением песчаного материала к периферии бассейна. Мощность этой части – 900 м.

Сейсмический комплекс сопоставляется со свитами пальматкинской, аевковской и мыса Астрономического, на основании этого возраст предполагается среднеэоцен-раннеолигоценовым.

СК нивелирует интенсивно расчлененный рельеф, сформированный к началу накопления комплекса, что обусловило значительные вариации мощности от 0 до 3500 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Южнинско-амитгынский сейсмокомплекс (${}^{\delta}P_3-N_{jua}$) трансгрессивно перекрывает пальматкинско-аевковский сейсмокомплекс. В кровле ограничен СГ 2, в подошве – 2¹. Характеризуется двумя типами сейсмической записи. Низы СК выражены преимущественно прерывистыми субпараллельными бугристыми отражениями низко-среднечастотными, высокой и средней амплитуды, локально регистрируются конусы выноса. Вверх по разрезу отмечается увеличение частоты записи и протяженности отражений. Локально, в приразломных зонах, в кровле комплекса регистрируются эрозионные срезания. Накопление комплекса происходило на фоне обмеления бассейна, предполагается терригенный состав отложений с преобладанием алевролитов и песчаников, слагающих комплекс, возможно, с примесью вулканокластического материала в нижней части.

Коррелируется с южнинской свитой и амитгынской толщей, что предполагает возраст СК позднеолигоцен-раннемиоценовый. Мощность комплекса – от 100 до 2200 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Кляваямско-гитгитваамский сейсмокомплекс (${}^{\delta}N_{kg}$) перекрывает южнинско-амитгынский СК с локально регистрируемым несогласием по типу эрозионного срезания и подошвенного налегания. В кровле огра-

ничен сейсмогоризонтом 1^{II} , в подошве – 2. Комплекс накапливался только в южной части бассейна (к югу от Пареньского поднятия), представляющей собой неглубокий морской залив, раскрывающийся в южном направлении в Охотское море. В волновом поле СК проявлен субпараллельными прерывистыми и непрерывными отражениями высокой и средней амплитуды средней частоты. Предположительно комплекс сложен терригенными породами, характерными для обособленного шельфа: песчаниками, алевритами, конгломератами, глинами, локально возможно присутствие угленосных отложений. Коррелируется с ильинско-какертским СК Западно-Прикамчатского бассейна, на обрамляющей суше – с клявямской толщей и гитгитваамской свитой. Возраст предполагается среднемиоценовый. Мощность комплекса изменяется от 0 до 800 м.

Куйбивеемско-соколовский сейсмокомплекс ($^{\text{S}}N_1ks$) без видимого несогласия залегает на клявямско-гитгитваамском сейсмокомплексе. В кровле ограничен СГ 1, в подошве – 1^{II} . Характер сейсмической записи, условия осадконакопления аналогичны клявямско-гитгитваамскому СК. Коррелируется с соколовской и куйбивеемской толщами. Возраст, предположительно, позднемиоценовый. Мощность варьирует от 0 (в зонах выклинивания и полной эрозии) до 400 м в мульдах Рифовской впадины.

ПЛИОЦЕН

Имповеемско-ранекский сейсмокомплекс ($^{\text{S}}N_2ir$) венчает комплекс осадочного чехла, со структурным несогласием перекрывает куйбивеемско-соколовский СК, выполняя синклинали, сформировавшиеся в результате структурной перестройки на рубеже миоцена и плиоцена. В кровле ограничен поверхностью дна, в подошве – СГ 1. Характеризуется параллельно-слоистым рисунком субгоризонтальных отражений высокой и средней амплитуды с подошвенным налеганием в основании, что свидетельствует о накоплении комплекса в аквальной обстановке неглубокого моря, возможно, лагунной и озерной. Предполагается преобладание в составе песков, алевритов, в нижней части конгломератов. Сопоставляется с имповеемской и ранекской толщами. Возраст, предположительно, плиоценовый. Мощность комплекса – до 350 м.

Западно-Прикамчатский бассейн континентально-шельфовый

В пределах листа Р-58, включающего северный сегмент Западно-Прикамчатского бассейна комплекс акустического фундамента имеет различный состав, строение и стратиграфический диапазон.

В западной части бассейна комплекс фундамента акустического (C_1-K_2) имеет широкий возрастной и генетический диапазон пород – от терригенных с прослоями известняков раннего карбона (базовской свиты) до вулканических, плутонических и терригенных пород нижнего мела (вануонской свиты, теланского андезит-базальтового комплекса вулканического и восточно-тайгоносского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса плутонического).

Не исключено также присутствие верхнемеловых терригенных угленосных и вулканокластических пород. В центриклинали Утхолокского прогиба погружен на глубину свыше 2 км, а в прибрежных зонах выведен на поверхность дна.

В восточной части комплекс фундамента акустического ($K-P_3$) отличается меньшим стратиграфическим диапазоном. Он сложен дислоцированными терригенными угленосными и туфотерригенными породами унэльской, камчикской, ткаправаямской свит позднемелового–эоценового возраста, на южном фланге Ткаправаямского поднятия перекрытыми лавами и туфами эоцено-олигоценового кинкильского андезит-базальтового комплекса вулканического, также входящего в состав фундамента. Это подтверждается отсутствием в своде поднятия отложений эоцен-олигоценового снатольско-гакхинского сейсмокомплекса, на склонах которого происходит смена вулканитов кинкильского комплекса морскими терригенными эоцен-олигоценовыми отложениями, выполняющими Утхолокский прогиб.

Осадочный чехол

В акватории бассейна сейсмическими исследованиями изучена только эоцен-среднемиоценовая часть разреза: снатольско-гакхинский, утхолокско-кулувенский и ильинско-какертский СК. Сейсмокомплексы этолонско-эрмановский ($^{\circ}N_{et-er}$) и энемтенский ($^{\circ}N_{2en}$) в акватории Рекинникской губы (Парапольский прогиб) выделены, исходя из увязки с выходами коррелятных подразделений суши и общей геологической ситуации.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Снатольско-гакхинский сейсмокомплекс ($^{\circ}P_{2-3sg}$) с отчетливым несогласием по типу подошвенного налегания перекрывает комплекс акустического фундамента. В подошве ограничен СГ Фа, в кровле – 2¹. По характеру сейсмической записи имеет двучленное строение. Нижняя часть СК характеризуется параллельными выдержанными и прерывистыми средне-низкочастотными и средне-высокоамплитудными отражениями, свидетельствующими о дифференцированном составе отложений от грубо до тонкообломочных, возможно присутствие туфогенных разностей и углей.

Верхняя часть СК залегает на нижней с локально проявленным несогласием по типу подошвенного налегания. В волновом поле проявлена высокоамплитудными средне-высокочастотными рефлекторами. На склонах Хайрюзовского антиклинория прогнозируется вулканогенно-терригенный состав отложений – туфопесчаники, туфоконгломераты, туфоалевролиты, на удалении от него в западной части Утхолокского прогиба, вероятно, преобладают мелководноморские терригенные отложения, представленные песчаниками, алевролитами, конгломератами.

Сопоставляется с иргининской и ратэгинской свитами обрамляющей суши. Возраст – среднеэоцен-раннеолигоценовый. Мощность СК варьирует от 0 до 1600 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Утхолокско-кулувенский сейсмокомплекс (${}^sP_3-N_{1uk}$) без видимого несогласия залегает на снатольско-гаххинский СК. В кровле ограничен горизонтом 2, в подошве – 2¹. Волновое поле СК характеризуется однородной параллельнослоистой системой отражений высокой и средней интенсивности, прерывистых. Накопление комплекса происходило в узком заливе, раскрывающемся в Охотское море. Близость источников сноса способствовали формированию толщи терригенных отложений с преобладанием грубо- и крупнозернистых разностей от конгломератов до алевролитов.

На обрамляющей суше в пределах листа Р-58 выходы одновозрастных отложений не известны. В акватории комплекс выделяется на основании непрерывного прослеживания СГ, ограничивающих его от скв. Западно-Сухановская 1. Возраст – позднеолигоцен-раннемиоценовый. Мощность изменяется от 0 до 1000 м, с закономерным увеличением в юго-западном направлении.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Ильинско-какертский сейсмокомплекс (${}^sN_{1ik}$) с отчетливым несогласием перекрывает утхолокско-кулувенский СК. В кровле ограничен сейсмогоризонтом 1^{II}, в подошве – СГ 2. Из-за локального развития (в центриклинали Утхолокского прогиба и бортах Парапольского прогиба) плохо изучен сейсмическим профилями – не в полном объеме (не установлены границы с перекрывающими комплексами) и вследствие слабой информативности сейсмической записи за счет значительного количества волн-помех в верхней части осадочного чехла. Это не позволяет достоверно прогнозировать состав отложений, слагающих СК. По аналогии с окружающей сушей, можно предполагать терригенный, туфотерригенный состав отложений, накопившихся в обстановке мелкого моря и содержащих пласты углей.

Коррелируется с ильинской и какертской свитами. Возраст среднемиоценовый. Мощность СК варьирует от 0 до 200 м, возможно, в Парапольском прогибе – более 1000 м.

Этолонско-эрмановский сейсмокомплекс (${}^sN_{1et-er}$) по аналогии с этолонской и эрмановской свитами граничащей суши предположительно сложен терригенными породами различного гранулометрического состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород и углей. Возраст позднемиоценовый. Мощность предполагаемая – более 1000 м.

ПЛИОЦЕН

Энемтенский сейсмокомплекс (${}^sN_{2en}$) соответствует одноименной свите, что позволяет предполагать преобладание в составе комплекса песков, конгломератов, ракушняков с прослоями пеплов, туффитов и углей. Возраст плиоценовый. Мощность – до 750 м.

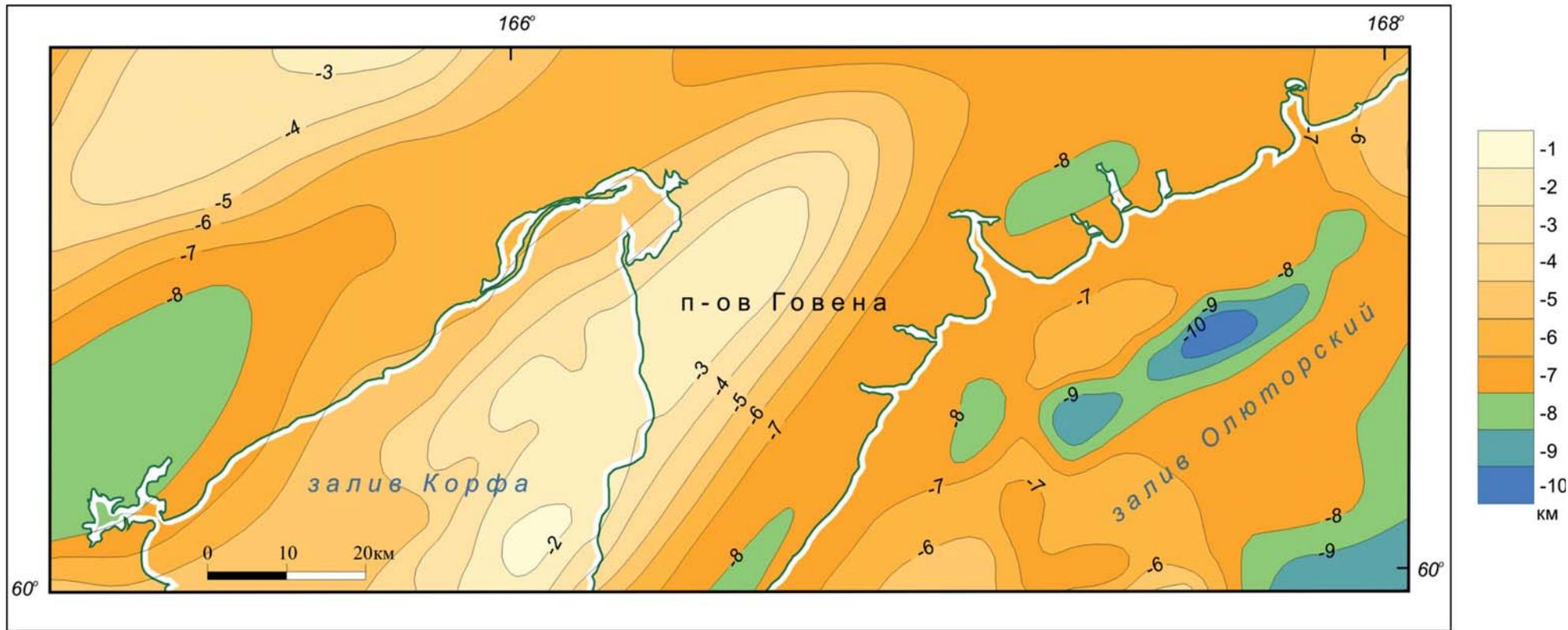


Рис. 5. Положение магнитоактивного горизонта в Корфской впадине и Восточно-Олюторском прогибе.

Беринговоморский мегабассейн

Олюторско-Литкенский бассейн континентально-шельфовый

Комплекс фундамента акустического (К?) регистрируется в Корфской впадине на глубине свыше 4,5 км, в депоцентре Восточно-Олюторского прогиба на глубине более 5,5 км. Сложен предположительно дислоцированными толщами вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород мелового возраста, аналогичных развитым в обрамлении бассейна: ачайвямского пикробазальт-базальтового, ирунейского и ватынского базальтовых комплексов вулканических и др. По данным И. В. Беляева и Е. Г. Васильевой, моделирование аномального магнитного поля свидетельствует о широком распространении в акустическом фундаменте образований офиолитовой ассоциации, расположенных ниже его поверхности [326]. Поверхность магнитоактивного горизонта в восточной части зал. Корфа моделируется на глубине 2–3 км, погружаясь к западному побережью до глубины 6 км (рис. 5). В Олюторском заливе этот горизонт расположен значительно глубже – от 6 км в прибрежной полосе до 10 км в центриклинали Восточно-Олюторского прогиба.

Осадочный чехол

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Южноильпинско-кыланский сейсмокомплекс (${}^sP_{1-2/k}$) составляет нижнюю секцию осадочного чехла. В кровле ограничен сейсмическим горизонтом 3, в подошве – поверхностью акустического фундамента. Выделение этого сейсмокомплекса является дискуссионным. На смежном листе О-58 не выделялся. Но такие факты, как преобладающий терригенный, в меньшей мере вулканогенно-терригенный состав коррелятных подразделений суши (южноильпинская и кыланская свиты), их слабая дислоцированность в Ильпинском опорном разрезе и невысокая степень катагенеза (для южноильпинской свиты МК₁–МК₄ [13]) свидетельствуют о невозможности отнесения их к образованиям акустического фундамента. Кроме того, выделение сейсмического комплекса этого стратиграфического диапазона основано и на анализе распределения структурных несогласий в толще осадочного чехла. Сейсмический горизонт 3, расположенный в кровле СК, является третьим (сверху вниз) широко проявленным в осадочной толще структурным несогласием, и, согласно геологическому строению суши, должен соответствовать структурной перестройке в среднем эоцене.

В акватории Берингова моря листа Р-58 сейсмокомплекс распространен повсеместно, перекрывая образования акустического фундамента. На структурных неровностях поверхности фундамента отмечаются элементы подошвенного налегания. Имеет двучленное строение.

Нижняя секция характеризуется преимущественно протяженными субпараллельными средне-высокоамплитудными отражениями средней частоты

предположительно соответствующими терригенным и вулканогенно-терригенным отложениям (песчаникам, алевролитам, туфопесчаникам, туфоалевролитам), иногда по латерали, по мере приближения к палеовулканическим центрам, переходящими в бугристые, порой хаотичные отражения, свидетельствующие о насыщении разреза вулканогенными породами (туфами, возможно, лавами, агломератовыми туфами).

Верхняя секция СК характеризуется выдержанными субпараллельными отражениями различной амплитуды, соответствующими терригенным отложениям. Формирование этой части проходило в обстановке шельфа, в пределах которого выделялся ряд островов, перекрытых к концу этапа формирования СК маломощным чехлом осадков. На склонах островных поднятий регистрируются склоновые шлейфы и конусы выноса, характеризующиеся линзовидным строением с элементами кровельного и подошвенного прилегания. В мульде и восточной части Корфской впадины отложения верхней секции отсутствуют, здесь комплекс состоит только из вулканогенно-осадочной толщи.

Возраст – палеоцен-раннеэоценовый. Мощность сейсмокомплекса в Восточно-Олюторском прогибе – 2500 м, в Корфской впадине – до 800 м, возрастает в западном направлении за счет наращивания верхней секции СК.

ЭОЦЕН

Килакирнунский сейсмокомплекс ($^{\circ}P_2kl$) со структурным несогласием (по типу подошвенного налегания) перекрывает южноильпинско-кыланский СК. Широко распространен в бассейне, за исключением небольшого палеоострова (расположенного у юго-восточного угла листа), образовавшегося в результате среднеэоценового этапа тектогенеза и представляющего во время формирования СК область денудации. В подошве ограничен сейсмогоризонтом 3, в кровле – 2¹.

По характеру волновой картины в СК преобладают сейсмофации, характеризующиеся субпараллельными выдержанными и прерывистыми отражениями средней частоты и различной амплитуды. Такой характер волнового поля характерен для обстановки внутреннего шельфа, где наблюдается переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов, гравелитов. С учетом проявления на сопредельной суше вулканизма (говенского базальт-трахибазальтового комплекса) прогнозируется широкое распространение в разрезе туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоаргиллитов, возможны прослойки туффилов.

В мористой части Восточно-Олюторского прогиба появляются сейсмофации с протяженными субпараллельными отражениями низкой амплитуды, до полупрозрачного облика толщ, характерного для однородных глинистых отложений внешнего шельфа. Здесь же отмечаются сейсмофации дифференцированных по амплитуде отражений, невыдержанного характера, с появлением рефлекторов, имеющих дискордантный характер к отражениям от поверхностей напластования и идентифицируемых как литогенетическая граница (рис. 3). Природа этой границы подтверждена результатами бурения скважин

на Магаданском и Сахалинском шельфах и определяется сменой литотипов кремнистых пород, обусловленной изменением в процессе катагенеза модификаций кремнезема. Присутствие на разрезах этой границы свидетельствует о кремнисто-терригенном, кремнистом составе толщ. Ниже литогенетической границы в разрезе появляются опоки и опокovidные породы. Дополнительным источником кремнезема в осадках, вероятно, является туфогенный материал.

Стратиграфическими аналогами сейсмокомплекса на сопредельной суше являются килакирнунская, гаилхавиланская и говенская свиты.

Возраст – средний–поздний эоцен. Мощность комплекса варьирует от 0 до 2200 м, максимальная регистрируется в Восточно-Олюторском прогибе.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Алугинско-пахачинский сейсмокомплекс (${}^{\circ}P_3-N_{1ap}$) согласно перекрывает килакирнунский СК, за исключением западного фланга Пылгинского антиклинория, где в результате тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена сформировался ряд приразломных антиклинальных структур, в сводах которых отложения СК отсутствуют, а на крыльях регистрируются несогласия по типу подошвенного налегания. Ограничен в подошве сейсмогоризонтом 2¹, в кровле – 2.

Сейсмический облик СК хорошо согласовывается с составом коррелятных подразделений суши – алугинской и пахачинской свит. Нижняя часть комплекса характеризуется преимущественно протяженными средне-низкоамплитудными отражениями средней частоты, сменяющимися в мористых частях «полупрозрачным» рисунком наложения, что предполагает относительно глубоководный характер отложений. Индикатором этого также является регистрация на сейсмических разрезах в этой части комплекса литогенетической границы, свидетельствующей о присутствии кремнистых разностей. Эта часть комплекса накапливалась в период олигоценовой трансгрессии. Следует отметить прерывание литогенетической границы в верхней части комплекса, обусловленное сменой разреза на терригенный.

Верхняя часть комплекса характеризуется дифференцированным обликом, свидетельствующем о ее формировании синхронно структурной перестройке. В целом представлена преимущественно выдержанными и прерывистыми высоко-среднеамплитудными отражениями, предполагающими переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с возможным присутствием линз и прослоев углей. Накопление этой части происходило на фоне обмеления бассейна и увеличения поступления грубообломочного материала. В зонах, испытывающих интенсивное прогибание, регистрируются дивергентные отражения. На структурах, испытывающих рост, в кровле СК отмечаются кровельные прилегания и эрозионные срезания. Кроме того, в верхней секции комплекса (ниже СГ 2) локально проявлены несогласия по типу подошвенного налегания, позволяющие полагать существование более раннего этапа активных тектонических движений (в раннем миоцене или на границе нижнего

и среднего миоцена) (рис. 3). Коррелируемая с верхней частью СК пахачинская свита отличается от подстилающей алугинской более грубым составом отложений и присутствием в разрезе углей.

Возраст – олигоцен–средний миоцен. Мощность сейсмокомплекса варьирует от 0 до 1800 м в депоцентре Восточно-Олюторского прогиба.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Корфско-классический сейсмокомплекс (${}^sN_{kk}$) несогласно, с локальным размывом, перекрывает пахачинский СК. В подошве ограничен сейсмогоризонтом 2, в кровле СГ 1. Сейсмокомплекс характеризуется значительной фациальной изменчивостью с преимущественным развитием шельфовых отложений. На большей части площади в волновом сейсмическом поле характеризуется параллельными и субпараллельными рефлекторами переменной амплитуды значительной протяженности, предполагающими слоистую толщу алевролитов, песков, глин, туфопесчаников, туфоалевролитов. В депоцентрах Корфской впадины и Восточно-Олюторского прогиба преобладают отражения низкой амплитуды, свидетельствующие о достаточно монотонном глинистом составе отложений, образовавшихся в относительно глубоководных условиях, возможно присутствии кремнистых разностей. Локально на этом фоне отмечаются невыдержанные отражения высокой амплитуды, возможно, связанные с поступлением туфогенного материала в бассейн либо транзитом из мелководных областей песчано-алевритового материала в результате катастрофических событий. Источником туфогенного материала являлся синхронный с накоплением СК вулканизм ветроваямского андезитового комплекса.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

ПЛИОЦЕН–КВАРТЕР

Лимитэваямско-ольховский сейсмокомплекс (${}^sN_2-Q_{lo}$) венчает комплекс осадочного чехла, с несогласием перекрывая отложения корфско-классического СК. В подошве ограничен СГ 1, в кровле – поверхностью морского дна. Сейсмический облик комплекса неоднороден по латерали и вертикали. В Корфской впадине характеризуется протяженными и прерывистыми отражениями различной амплитуды, параллельными, часто бугристыми. В бортах прогиба отмечаются дивергентные отражения, указывающие на процессы активного прогибания во время формирования СК. В верхней части комплекса регистрируются высокоамплитудные отражения, свидетельствующие о повышении доли грубообломочного материала в этой части разреза.

В Восточно-Олюторском прогибе в пределах листа наблюдается четкая латеральная зональность. Для прибрежной полосы и внутреннего шельфа характерна прерывистая запись разноамплитудных отражений с бугристым ри-

сунком, наличием врезов, конусовидных тел. В направлении внешнего шельфа – сменяющаяся протяженными субпараллельными отражениями, свидетельствующими о накоплении отложений в более спокойной гидродинамической обстановке. Сложен песками, алевритами, их туфогенными разностями и алевритовыми глинами.

Максимальная мощность комплекса в Корфской впадине – более 1200 м, в Восточно-Олюторском прогибе – до 700 м.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

В основу литологической карты современных донных осадков акватории Пенжинской губы Охотского моря и Берингова моря по листу Р-58 положены материалы донного опробования ОАО «Дальморгеология», а также использованы мелкомасштабные схемы и карты донных осадков, составленные в разное время специалистами ВНИИОкеангеология и ИО РАН. Наиболее значимыми факторами, влияющими на современный морской седиментогенез, являются гидродинамический и климатический режимы, морфология берегов.

Климатический и гидродинамический режимы

Охотское море

В акватории Пенжинской губы, в северной части Охотского моря, как и в Беринговом, зимой господствует Сибирский антициклон, сменяющийся в весеннее время Гонолульским максимумом. Летом акватория находится под воздействием Гонолульского максимума и области пониженного давления, расположенной в Восточной Сибири. Над морем преобладают слабые юго-восточные ветры. Средняя температура самого теплого месяца лета – августа составляет около 10–11 °С.

Гидродинамический режим Пенжинской губы определяется волнением, постоянными и приливно-отливными течениями. Охотское море относится к самым бурным из дальневосточных морей. Во время штормов воздействие на дно может достигать глубин более 50 м. Учитывая мелководность, воздействию штормовых волн подвержена практически вся акватория Пенжинской губы.

Для Пенжинской губы характерны самые высокие приливы, регистрируемые в береговой зоне России (до 13,4 м), носящие здесь суточный характер. С ними связаны мощные приливно-отливные течения, скорость которых – до 1,5–2,0 м/с. При таких скоростях отмечается перенос частиц гравия размером до 30 мм. Приливные течения направлены на север и северо-восток, отливные – на юг и юго-запад. Скорости этих течений близки.

Значительные приливные колебания уровня моря и сильные приливные течения препятствуют образованию сплошного ледяного покрова в Пенжинской губе. Первый лед появляется в октябре в северной части губы, исчезает во второй половине мая, но в центральной части между полуостровами Ели-

стратова и Маметчинским сохраняется до июня. Ледовый припай образуется только в некоторых заливах, для остальной акватории характерны дрейфующие льды.

Наиболее значимыми факторами, определяющими литодинамический режим данной акватории, являются приливно-отливные течения и штормовое волнение.

Берингово море

Западная акватория Берингова моря относится к субарктической тихоокеанской области. Зимой (ноябрь–март) находится под влиянием Сибирского антициклона и Алеутской депрессии. В это время развивается активная циклоническая деятельность. Циклоны проходят с юга и юго-запада (повторяемость до 75 %), скорость их – 50 км/ч, в отдельных случаях 75–100 км/ч [95]. Зимой преобладают ветры северных направлений (повторяемость ветра со скоростью 15 м/с и более, 10 %). Скорость штормовых ветров может составлять 42 м/с, средняя месячная составляет 3–8 м/с. Летом над материком располагается область низкого давления, а на Берингово море распространяется отрог Северо-Тихоокеанского антициклона. В теплое время преобладают ветры южные и юго-восточные, средняя месячная скорость их составляет 2–4 м/с [95].

Длительность ледового покрова составляет в шельфовой зоне до 7 месяцев. Первое появление льда в Олюторском заливе отмечается в середине ноября, с середины декабря лед становится устойчивым. Наибольшая ледовитость моря наблюдается в марте–апреле. Летом эта акватория является зоной транзита для льдов из Анадырского залива на юг. Льды дрейфуют в направлении, совпадающем с Камчатским течением, со средней скоростью до 10–15 км/сут.

Одним из наиболее значимых факторов, определяющих процессы осадко-накопления на глубинах до 50–70 м, является волнение. Во время штормов воздействие на дно может достигать глубин 100 м. Берингово море является одним из наиболее бурных морей. Зимой в прибрежной полосе развитию волн препятствует лед. Летом высота волн – менее 4 м, иногда, при прохождении глубоких циклонов – до 8 м. Осенью волнение усиливается.

Приливные явления в основном обуславливаются особенностями распространения в Беринговом море приливной волны из Тихого океана. Они вызывают значительные колебания уровня моря, скорости и направления течений. Приливы в Олюторском заливе неправильные полусуточные. Средняя величина прилива – 0,9 м, наибольшая возможная высота – 2,6 м.

Суммарные течения в описываемом районе складываются из постоянных и приливных, причем последние наиболее проявлены в прибрежной полосе. Постоянное течение берет свое начало в Анадырском заливе и проходит в юго-западном направлении, давая начало холодному Камчатскому течению, которое осуществляет сброс берингоморских вод в Тихий океан. Скорость этого течения составляет около 0,15 м/с (максимальные среднесуточные значения достигают 0,4–0,80 м/с). Скорости приливно-отливных течений значительно выше и достигают на мелководье 1–2 м/с. Приливно-отливные течения оказывают значительное влияние на характер литодинамических процес-

сов и распределение осадков, вынося тонкообломочный, а иногда и песчаный материал с мелководья на более глубоководные участки дна.

Таким образом, процессы осадконакопления в заливах Берингова моря определяются в большей степени волнением и приливно-отливными течениями, в меньшей – постоянными течениями и ледовым разносом.

Берега

Основными факторами строения берегов и литодинамики в прибрежной области являются рельеф суши, геологическое строение побережья, волновые процессы, твердый сток рек и неотектонические движения.

Охотское море

Для Пенжинской губы характерно чередование высоких (100–150 м и более) береговых клифов, протягивающихся на десятки км, с невысокими аккумулятивными и аккумулятивно-абразионными берегами, приуроченными преимущественно к выходам к морю речных долин рек. Протяженный участок береговой линии с преобладающими процессами аккумуляции расположен в северо-западном (севернее устья р. Парень) и северо-восточном (в районе устьев р. Манила, Пенжина и Таловка) сегментах губы.

Берингово море

Преобладающая часть берегов имеет абразионное происхождение. Берега скалистые, большей частью обрывистые и крутые. Среди абразионных берегов представлены следующие типы: собственно абразионные, абразионно-солифлюкционные (зал. Корфа), абразионно-лагунные, абразионно-аккумулятивные.

Кроме абразионных выделяется лагунный тип берегов. Для побережья Олюторского залива типичны фиордовые берега.

Источники поступления осадочного материала

Источники поступления терригенного материала на акваторию представлены следующим рядом: речной сток, абразия и размыв берегов и дна (на мелководье), ледовый разнос, эоловый перенос.

Значительный вклад в поставке осадочного материала имеет речной вынос, обусловленный хорошо развитой речной сетью. На рассматриваемом листе большое значение в поставке осадочного материала в море имеют реки Парень, Пенжина, Пустая и Вывенка.

Широкое проявление в береговой зоне абразии и размыва берегов определило значительный объем поставляемого в акваторию материала, который сопоставим с твердым стоком рек. При размыве коренных пород обломочный материал характеризуется низкой степенью окатанности и однородным составом. При перемыве неконсолидированных отложений материал имеет высокую степень окатанности и полигенный состав.

Ледовый разнос осадочного материала широко распространен как в настоящее время, так и в прошлом. Особенно это характерно для акватории Пен-

жинской губы, в которой за счет интенсивных приливно-отливных течений происходит постоянный дрейф ледовых масс. Ледовый разнос кластического материала нарушает общие закономерности механической дифференциации материала, вызывая би- и полимодальность в гранулометрическом составе осадков.

Вклад эолового переноса, вероятно, играет роль как поставщик в акваторию тефры при извержении вулканов Камчатки, но его объемы значительно меньше, чем абразионный и речной стоки.

Вещественно-генетические типы донных осадков

Основным компонентом современных донных осадков континентального шельфа является терригенный материал, поступающий в бассейн с суши и, в меньшей степени, формирующийся за счет размыва отложений на мелководных участках дна.

Формирование донных отложений происходит в обстановке высокой гидродинамической активности среды. В прибрежной зоне распространены осадки, сформированные под воздействием волновой деятельности, а также прибойных потоков. Мористее залегают современные осадки приливно-отливных течений и штормовых волнений, а также палимпсестовые отложения.

Палимпсестовые отложения в сочетании с волновыми и флювиальными широко распространены в акватории Пенжинской губы, что обусловлено небольшими глубинами (преимущественно до 50–60 м), интенсивной волновой деятельностью, осуществляющей размыв отложений, и мощными приливно-отливными течениями, перемывающими обломочный материал. Палимпсестовые отложения представлены преимущественно гравийно-галечными и песчано-гравийно-галечными осадками, локально развиты на шельфе Берингова моря, в прибрежной части у п-ова Говена.

Выходы коренных (дочетвертичных) пород в качестве самостоятельного вещественно-генетического типа выделены в акватории Пенжинской губы, где связаны не только с положительными формами рельефа дна, но и с узкой тектонической впадиной, в бортах и днище которой обнажаются коренные породы.

Гранулометрический состав

Латеральное распределение гранулометрических типов донных осадков определено активным гидродинамическим режимом, обусловленным действием двух мощных факторов: волнения и течений, приливно-отливных и постоянных. Преобладают грубообломочные фракции: гравийно-галечные, песчано-гравийные и песчаные, в том числе включающие палимпсестовые отложения.

Моногранулярные осадки

Моногранулярные осадки представлены гравийно-галечными отложениями, песком и алевритом.

Гравий, галька. Хорошосортированные гравий и галька отмечаются локально в акватории Пенжинской губы. Характеризуются большим петрографическим разнообразием и высокой степенью окатанности. Являются реликтовыми (палимпсестовыми), сформировавшимися в результате перемыыва неоплейстоценовых пляжевых отложений. В северо-западной части губы слагают линейные тела субмеридионального простирания протяженностью 8–20 км. Небольшое по площади поле гравия и гальки расположено вдоль западной границы выхода коренных пород к югу от п-ова Елистратова.

Песок. Разнозернистые пески широко распространены в акватории Берингова моря, в области активного волнового воздействия и интенсивных вдольбереговых течений, простирающейся до глубин 70–80 м. В центральной части Пенжинской губы, к югу от подводного продолжения п-ова Елистратова, локально распространены пески с незначительной примесью гравийно-галечного материала.

Алевриты. Алевритовые разности предположительно слагают верхнюю часть континентального склона в акватории Берингова моря.

Бигранулярные осадки

Являются наиболее распространенными в пределах акваторий листа Р-58. В Пенжинской губе преобладают в ее северной части, где образуют взаимные переходы от палимпсестовых песчано-гравийно-галечных отложений до терригенных галечно-гравийно-песчаных. В акватории Берингова моря распространены на шельфе, отражая типичную латеральную зональность от алевритового песка до песчаного алеврита в более мористой зоне.

Песчаные галька, гравий. Вдоль восточного побережья Пенжинской губы протягивается зона шириной 8–30 км, сложенная песчано-гравийно-галечными палимпсестовыми отложениями, мощность которых не превышает 5 м. В акватории Берингова моря отложения такого состава локально распространены вдоль западного берега п-ова Говена и восточного п-ва Ильпинского. Вдоль восточного берега п-ова Говена над антиклиналью Лаврова также предполагается развитие песчано-гравийно-галечных палимпсестовых отложений.

Галечно-гравийный песок преобладает в северной части Пенжинской губы, где слагает обширное поле в центральной ее части и полосу шириной до 10 км вдоль восточного побережья. Формируется на небольших глубинах при значительном объеме поступающего терригенного материала, в условиях активного волнового воздействия и интенсивных течений, способствующих выносу тонкообломочных фракций в южный сегмент Пенжинской губы и зал. Шелихова.

Алевритовый песок в Пенжинской губе распространен локально в бух. Причалная, полуизолированной от остальной акватории о. Третий, где сформировались условия, благоприятные для осаждения алевритовых и

псаммитовых фракций в результате уменьшения степени воздействия приливно-отливных течений.

В Беринговом море распространен на внутреннем шельфе в диапазоне глубин от 60–70 до 110 м.

Песчаный алеврит формируется в акватории Берингова моря в условиях внешнего шельфа (на глубинах 110–150 м).

Миктиты характерны для акватории Пенжинской губы, где представлены отложениями с различным соотношением гравийно-галечной, песчаной и алевритовой фракций.

Алеврито-песчано-галечный, гравийный миктит локализован в пределах небольшой площади в центре северного сегмента Пенжинской губы, где ослабевает влияние вдольбереговых приливно-отливных течений, что способствовало отложению алевритового материала.

Алеврито-(галечно-гравийно)-песчаный миктит распространен в южной части Пенжинской губы за исключением восточной прибрежной зоны. Западное побережье юга губы, характеризуется более спокойным гидродинамическим режимом, чем восточное меньшей амплитудой волнения и скоростью течений, в результате чего часть алевритового материала отлагается в бассейне.

(Галечно-, гравийно)-песчано-алевритовый миктит формируется в двух сегментах Пенжинской губы: в пределах зоны шириной до 17 км, вдоль северного побережья и площади в центральной части на юге губы. Высокое содержание алевритового материала в северной зоне обусловлено выносом рек Пенжина, Парень и Таловка. На юге – более спокойным гидродинамическим режимом площади за счет уменьшения влияния течений.

Масштаб карты и небольшое количество фактического материала на данной акватории (за исключением северного сегмента Пенжинской губы) позволяет составить литологическую карту современных донных осадков, представляющую собой в значительной мере генерализованную схему, отражающую основные закономерности изменения гранулометрического состава осадков в зависимости от глубины, удаленности от берега, рельефа дна и характера основных источников сноса.

МАГМАТИЗМ

На площади листа выделены позднепротерозойские, позднемезозойские и кайнозойские интрузивные образования. Интрузивный магматизм проявился в позднем протерозое в Ганычаланской зоне, в поздней юре по ранний палеоцен – в Колымакско-Шайбовеевской, Тайгоносско-Мургальской, Охотско-Чукотской, Камчатско-Олюторской, Пальматкинской, Олюторской и Центрально-Камчатской зонах. Особенно интенсивно интрузивный магматизм проявился в мелу. Выделены интрузии ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, объединенные в плутонические комплексы, некоторые из них расчленены на фазы (рис. 6).

ЭПОХА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Ганычаланская зона [2]

Ганычаланский плутонический комплекс дунит-гарцбургит-габбровый (Σ, vPR_2g) объединяет тела ультрамафитов одноименной «офиолитовой» формации и сопряженные с ними небольшие штоки, дайки и жилы плагиогранитов. Они распространены в пределах Пенжинского хребта, протягиваясь полосой шириной 10–12 км более, чем на 60 км от р. Малый Упупкин до р. Таловка, а также присутствуют в южной части п-ова Елистратова. В структурном плане ультрамафиты и мафиты комплекса приурочены соответственно к Ганычаланскому и Елистратовскому блокам (выступам) Таловско-Майнского поднятия. Выходы образований ганычаланского комплекса наблюдаются в аллохтонном залегании, интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и фрагментированы. Они формируют пакеты тектонических пластин, сопровождающихся зонами серпентинитового меланжа, в составе которого присутствуют небольшие блоки гранатовых амфиболитов и амфиболовых сланцев [119, 180, 183, 183а]. В составе комплекса существенно преобладают габбро. Они слагают Елистратовский массив одноименного полуострова площадью 35 км² [21], а в Пенжинском хребте их выходы занимают суммарную площадь около 100 км². В отдельных пластинах устанавливается смена по разрезу серпентинитового меланжа и массивных апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов слоистой серией плагиоперидотитов, габбропироксенитов и полосчатых такситовых оливиновых габбро, габбро-

норитов, габбро, сменяющихся равномернозернистыми амфиболовыми лейкократовыми их разновидностями при общей мощности разрезов до 1500 м.

Габбро, как правило, соответствуют интенсивные магнитные и положительные гравитационные аномалии.

Ультрамафиты формируют пластинообразный Прибрежный массив протяженностью около 6 км при ширине выходов до 1 км на п-ове Елистратова, слагают линзы и небольшие блоки в Елистратовском габброидном массиве, а в Пенжинском хребте их разрозненные выходы занимают площадь около 20 км², формируя как самостоятельные тела, так и фрагменты расслоенной серии, тесно ассоциирующиеся с габбро. Среди ультрамафитов преобладают гарцбургиты при резко подчиненном количестве лерцолитов, пироксенитов и дунитов. С последними в ряде случаев ассоциируются незначительные по масштабу проявления хромитов. Ультрамафиты соответствуют реститогенному геохимическому типу, габбро бедны щелочами, принадлежат к натриевой серии, умеренноглиноземистые, часто повышенной магнезиальности и пониженной титанистости.

На ГК-1000 новой серии [68] эти образования рассматривались в качестве «Ганычаланской полосы» раннемелового офиолитового комплекса.

Завершается формирование комплекса внедрением небольших штоков, даек и жил плагиогранитов, прорывающих как перидотиты, так и габброиды комплекса.

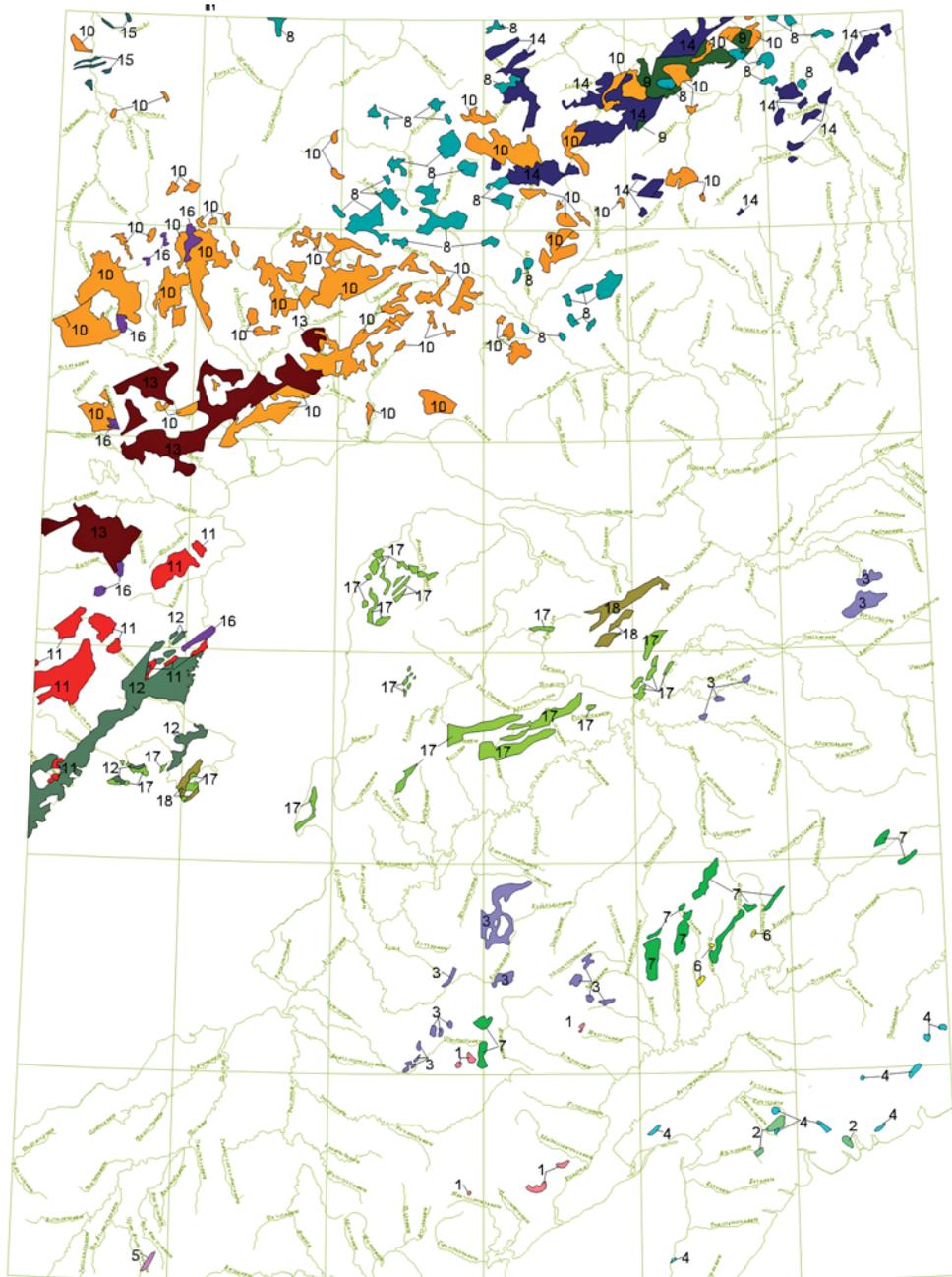
Позднепротерозойский (вендский) возраст комплекса определяется U-Pb изотопными датировками цирконов, выполненными в ФГУП «ВСЕГЕИ» с конкордантными значениями времени формирования габбро – $565 \pm 4,9$ млн лет и пироксенитов – $560,8 \pm 5,4$ млн лет (верховье р. Харитоня). Для габбро бассейна р. Таловка получен спектр датировок от 600 до 1632 млн лет. Для двух образцов плагиогранитов верховий р. Харитоня (обр. коллекции В. В. Акинина) получены конкордантные значения возраста цирконов 576 ± 5 млн лет и $578 \pm 6,7$ млн лет. С этими данными хорошо в целом согласуются и датировки габбро комплекса, выполненные методом Ar/Ar – $559 \pm \pm 3$ млн лет [180]. К возрасту последних близка и датировка амфиболитов – 550 млн лет), которые рассматриваются в качестве метаморфизованных их разновидностей при становлении офиолитов [180].

Обломки перидотитов и габбро комплекса присутствуют в конгломератах оленинской свиты ордовикского возраста.

ЭПОХА ПОЗДНЕЙ ЮРЫ (ТИТОН)–РАННЕГО МЕЛА (АЛЬБ)

Колымакско-Шайбовеемская зона [7]

Яринский плутонический комплекс диорит-габбровый (vK₁/a). Породы комплекса развиты в междуречье Парень–Гыленга–Тылхой, где прорывают верхнекарбоновые–нижнепермские и нижнемеловые отложения. Наибольшее их распространение наблюдается на левобережье р. Ичвувеем, где они приурочены к субширотным нарушениям. Представлены штоками и небольшими массивами площадью до 17 км² двупироксеновых габбро и гиперстеновых норитов, дайками габбродиоритов и роговообманковых диоритов (на карте



масштаб 1 : 2 500 000

Плутонические комплексы

1	Малетойваямский	6	Энынгваямский	11	Северо-тайгоносский	16	Яринский
2	Майваямский	7	Вывенский	12	Восточно-тайгоносский	17	Куюльский
3	Корякский	8	Кубавеемский	13	Приохотский	18	Ганычаланский
4	Пылгинский	9	Нибарченский	14	Мургальский		
5	Атвенайваямский	10	Пенжинский	15	Бебеканский		

Рис. 6. Схема размещения интрузивных образований.

дайки не показаны). Дайковые тела имеют протяженность от сотен метров до 4 км, мощностью до 80 м. Для пород даек характерны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос различного состава (от габбро до диоритов), интенсивная амфибололизация. На контакте с более поздними гранитоидами габброиды метаморфизованы: пироксен замещается роговой обманкой и биотитом, кварцем, эпидотом, хлоритом, в интерстициях между зернами плагиоклаза развивается кварц-полевошпатовый агрегат.

По химическому составу относят к нормальному петрохимическому ряду с преимущественным натриевым типом щелочности, реже калиево-натриевым. Раннемеловой (аптский) возраст комплекса обосновывается К-Аг датировкой 117 ± 10 млн лет [48].

Бибеканский плутонический комплекс щелочных сиенитов ($\xi, E\xi, \epsilon\nu K, b$) представлен многоэтажными сложноветвящимися силлами и пластовыми залежами, редко лакколитами, локализованными преимущественно среди отложений карбона–юры в бассейнах рек Кегали и Эруди. Отдельные тела щелочных сиенитов, сиенитов и эссекситов развиты на правом берегу р. Ичвувеем, где они прорывают триасовые отложения. Мощность силлов колеблется от 0,5 до 15–20 м, редко достигая 50–60 м. Контактные изменения вмещающих пород проявляются в незначительном уплотнении последних. Щелочные сиениты состоят из альбита и калинатрового полевого шпата с небольшим количеством эгирина, акцессории – циркон, ильменит, торит. С щелочными сиенитами парагенетически связаны кварцевые и кварц-сульфидные жилы с золотой, свинцовой и цинковой минерализацией.

По химическому составу породы относятся к умереннощелочному и щелочному петрохимическим рядам с калиево-натриевым типом щелочности. Характерна высокая железистость и щелочность, редкоземельная специализация: повышенные содержания иттрия, галлия, ниобия [75]. Возраст комплекса – раннемеловой.

Приохотский плутонический комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta, \gamma K, p$) развит в западной части площади листа в бассейнах рек Колымак, Гыленга, Тылхой и по левобережью р. Парень. Породы комплекса представлены гранодиоритами и тоналитами, гранитами, плагиогранитами, слагающими большую часть массивов, диоритами и кварцевыми диоритами, развитыми ограниченно в эндоконтактных зонах, имеющих малые площадные размеры. Вмещающими породами комплекса являются метаморфиты архея и терригенные отложения позднего карбона–ранней перми. Гранитоиды перекрываются вулканитами раннемеловой ильваваамской свиты (аркозовый контакт).

Гранитоиды приохотского комплекса полностью слагают Колымакский и участвуют в строении полихронного Тылхойского массива. Колымакский массив, расположенный на правом берегу р. Колымак, имеет площадь около 1200 км^2 . Северный контакт его перекрыт кайнозойскими образованиями, восточный – пологий ($30\text{--}35^\circ$), южный – крутой (до $70\text{--}80^\circ$). Нередки остатки кровли и ксенолиты вмещающих пород, которые расположены на высоких гипсометрических уровнях интрузии. Массив сложен гранитами и гранодиоритами примерно в равном соотношении. В эндоконтактах развиты кварцевые диориты, тоналиты, при удалении от контакта с вмещающей рамой за-

мещаются гранодиоритами и гранитами. Биотитовые граниты преобладают в центральной части, биотит-роговообманковые граниты слагают южную и северо-восточную части массива. Границы между разновидностями интрузивных пород фациальные.

Контактово-метаморфизованные вмещающие породы представлены мигматитами (линзы, прожилки кварц-полевошпатового состава), кварц-кордиеритовыми роговиками и кварц-биотитовыми сланцами (иногда с кордиеритом или гранатом), которые по мере удаления от контакта сменяются биотитовыми, мусковит-биотитовыми и андалузитовыми роговиками. Архейские метаморфиты на контактах уплотняются, кварц гранулируется, по роговой обманке развиваются биотит, актинолит и уралит.

Площадь Тылхойского массива – около 2500 км², при этом выходы пород приохотского комплекса составляют порядка 2000 км².^{*} Массив обладает сложной формой с извилистыми контактами, интрузирует и метаморфизует архейские образования косовской серии и терригенные отложения карбона-перми. Приохотский комплекс в плутоне представлен роговообманково-биотитовыми гранитами, в меньшей мере гранодиоритами, незначительную долю составляют диориты и кварцевые диориты. Между всеми разновидностями пород наблюдаются фациальные взаимоотношения.

Гранитоиды приохотского комплекса перекрываются ниже-верхнемеловыми вулканитами ильваваамской свиты. В апикальных частях интрузии отмечаются крупные ксенолиты роговиков по алевролитам. Зоны контактовых роговиков (шириной около 500–600 м) по осадочным породам представлены кордиерит-биотитовыми, гранатовыми, кордиерит-плагноклаз-роговообманковыми породами.

По химическому составу породы комплекса соответствуют нормальному ряду с переменным типом щелочности: кварцевые диориты и умереннощелочные граниты характеризуются калиево-натриевым типом, граниты и гранодиориты – натриевым.

Раннемеловой возраст приохотского комплекса устанавливается геологическими данными. Тылхойский массив перекрывается вулканитами ильваваамской свиты альб-сеноманского возраста. В конгломератах ранне-среднеальбской ненеитской свиты обнаружены валуны и галька гранитов, гранодиорит-порфиоров, по составу сходных с таковыми приохотского комплекса [2]. Многочисленные К-Аг датировки (49 проб по валу и минералам) разных фаз из обоих массивов варьируют в интервале 65–122 млн лет, при этом наиболее древние составляют 118–122 ± 5 млн лет, которые скорее всего и соответствуют возрасту комплекса. В то же время, изотопное датирование по циркону (U-Pb SHRIMP-метод, ФГУП «ВСЕГЕИ») из штока габбро (диоритов) и гранодиоритов Тылхойского массива выявило следующие даты: 100,1 ± ± 0,7 млн лет (при разбросе 98,9–101,4 млн лет) и 90,2 ± 1,8 млн лет (разброс от 85,8 до 90,2 млн лет), которые подтверждают наличие в массиве образований более молодого интрузивного комплекса (пенжинского), принадлежащего к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. По геологическим данным,

^{*}Кроме приохотского комплекса в строении массива участвуют гранитоиды ранне-поздне-мелового пенжинского комплекса.

возраст пород приохотского плутонического комплекса принимается ранне-меловым.

Мургалский плутонический комплекс габбро-диорит-гранитовый ($\nu, \delta, \gamma \delta, \gamma K, m$). Породы комплекса участвуют в строении нескольких полихронных гетерогенных плутонов, развитых в северо-восточной части площади листа. Собственно мургалский комплекс представлен частью Ичигемского и Безымянного массивов и небольшими массивами Подкова и Кытылхын. В составе комплекса выделено три фазы становления плутонов. В первую фазу внедрились габбро, во вторую – диориты, в третью – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, граниты.

Габбро первой фазы ($\nu K, m_1$) образуют штоки, имеющие в плане неправильную, реже овальную форму. Площадь их не превышает 12–15 км². Контакты с вмещающими породами готерив-барремской усовской свиты крутые с заливообразными очертаниями. Габбро обладают крупнозернистой габбровой и габбро-офитовой структурой, состоят из клинопироксена (30–40%), ортопироксена (до 10%), роговой обманки (10–20%), плагиоклаза (до 50%), кварца, биотита, калишпата (до 5%). Акцессории – магнетит, сфен, ортит, циркон, гранат. Зоны контактовых роговиков шириной первые десятки метров иногда сопровождаются вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита.

Вторая фаза мургалского комплекса представлена диоритами ($\delta K, m_2$), слагающими штоки в северной части листа, расположенные по правобережью р. Пенжина и в верховье р. Кытылхын. Диориты прорывают готерив-барремские вулканогенно-осадочные образования усовской свиты. Контакты крутые, извилистые, в эндоконтактах интрузивных тел присутствуют ксенолиты вмещающих пород [38]. Диориты крупнозернистые обладают гипидиоморфнозернистой структурой, сложены плагиоклазом (60–70%), роговой обманкой (15–25%), калишпатом (до 5%), кварцем (до 7%), иногда присутствуют единичные зерна клинопироксена.

В третью (главную) фазу комплекса внедрились кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, граниты ($q\delta, \gamma \delta, \gamma K, m_3$), прорывающие осадочно-вулканогенные образования усовской свиты готерив-барремского возраста, контакты как крутые (60–70°), так и пологие (30–40°). Ширина зоны роговикованных вмещающих пород колеблется от 50 до 150 м. Контактное воздействие выражается зонами биотитизации и амфиболлизации, иногда с приконтактной зоной роговиков, состоящих из гранобластового агрегата плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Основная роль принадлежит гранодиоритам, гранитам и тоналитам главной (третьей) интрузивной фазы, неоднородность которой проявляется постепенным замещением гранодиоритов тоналитами, тяготеющими к краевым частям интрузий, где близ интрузивного контакта с диоритами второй фазы они вмещают фации кварцевых диоритов. Местами тоналиты переходят в плагиограниты. Граниты локализируются, как правило, в наиболее глубоко эродированных частях интрузий. Самые крупные по площади выходов (до 18 км²) тела гранитов расположены на правобережье р. Пенжина.

По химическому составу породы мургалского комплекса относятся к нормальному ряду с переменным типом щелочности с преобладанием натри-

евого. Часть гранитоидов и диоритов характеризуется калиево-натриевым типом щелочности.

Раннемеловой возраст комплекса основан на соотношении интрузий с вмещающими породами: они прорывают и метаморфизуют готерив-барремские отложения усовской свиты, перекрываются терригенными отложениями ненеитской свиты раннего–среднего альба и ильваваамской свитой позднего альба–раннего сеномана, конгломераты которых в изобилии содержат (иногда до 80 %) гальку гранитоидов [2, 38]. К-Аг датировки гранитоидов разных фаз (5 проб) укладываются в интервал 122–127 млн лет [2, 38], что подтверждает их раннемеловой возраст. U-Pb датировки цирконов (ФГУП «ВСЕГЕИ») по трем пробам варьируют в интервале 90–101 млн лет (поздний мел), что требует дальнейших исследований, в том числе U-Pb датирования петротипа этого комплекса, находящегося за пределами листа. С интрузиями мургальского комплекса связаны проявления серебра, меди, молибдена, с габброидами – проявления платины.

Восточно-тайгоносский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый ($\delta, q\delta, \gamma\delta, \gamma, \nu t$) расположен на северо-западном побережье Пенжинской губы. Протяженность пород комплекса на площади листа составляет 100–110 км при ширине 20–25 км. Породы комплекса прорывают и метаморфизуют нижнекаменноугольные отложения базовской, нижнемеловые (валанжин-готерив) теланской и вануонской свит. Петротип комплекса – одноименный массив, большая часть которого расположена юго-западнее границы листа. На территории листа его площадь – около 1000 км². Юго-восточный контакт пологий (30–40°), северо-западный – крутой (70–75°), провесы кровли достигают 350 м, максимальный эрозионный врез вскрывает интрузивные породы на 450 м. Восточно-Тайгоносский комплекс приурочен к Орловско-Микинскому глубинному разлому и имеет неоднородное, часто полосчатое строение. Характерно обилие ксенолитов, зон (до 0,3–0,5 км) агматитов и узких блоков вмещающих пород, подвергшихся магматическому замещению. Эндоконтактовая фация представлена диоритами и кварцевыми диоритами, главная – гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и гранитами, связанными постепенными переходами [49].

Диориты (δ) и кварцевые диориты ($q\delta$) слагают эндоконтактовую фацию. Диориты равномернозернистые, обладают гипидиоморфно- и призматическизернистой, редко порфиоровидной структурами. Сложены (%) плагиоклазом (60–75), зелено-бурой роговой обманкой (25–35%), биотитом (до 5) и акцессорными минералами (до 3) – магнетитом, апатитом, сфеном. Присутствует кварц (до 5%), в кварцевых диоритах до 10%, калинатовый полевой шпат (до 5%), биотит, редко клинопироксен.

Гранодиориты и тоналиты ($\gamma\delta$), плагиограниты, граниты и лейкограниты (γ) составляют главную фацию и имеют постепенные переходы между собой и с породами эндоконтактовой зоны (на интервалах 20–50 м). Преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты, постепенно переходящие в тоналиты. Биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты чаще встречаются в северо-восточной части площади комплекса. Плагиограниты отличаются лейкократовым обликом, равномернозернистой текстурой и массивной, а также полосчатой и гнейсовидной текстурой.

Гранитоиды относятся к породам нормального ряда и принадлежат к калиево-натриевой, а плагиограниты и некоторые кварцевые диориты – к натриевой сериям. Граниты нередко низкощелочные. Породы образуют непрерывный ряд от меланократовых диоритов (SiO_2 – 53,62 %) до гранит-порфиоров и лейкогранитов (SiO_2 – 76 %) [49].

Контактово-метаморфизованные породы образуют ореолы шириной от 0,5 км у крутых контактов до обширных полей в провесах кровли и у пологих контактов. В верховье р. Эмповею и на юго-западе площади комплекса вмещающие породы мигматизированы (до полосчатых мигматитов), содержат линзы, жилы (до 2 м), прожилки (первые см) кварц-полевошпатового состава.

На других участках осадочные породы превращены в кварц-кордиеритовые роговики и кварц-биотитовые сланцы, иногда с гранатом, с удалением от контакта они сменяются биотитовыми, андалузитовыми и узловатыми роговиками, а во внешних зонах ореолов – породами с новообразованиями биотита, кварца, реже амфибола. Вулканиты основного и среднего состава превращаются в пироксен-плагиоклазовые, пироксен-амфиболовые роговики и амфиболовые роговиковые сланцы [49].

По химическому составу породы комплекса соответствуют нормальному петрохимическому ряду, преимущественно с натриевым типом щелочности.

Возраст пород восточно-тайгонского плутонического комплекса определяется изотопными датировками U-Pb (SHRIMP, 18 измерений) и составляет $113,3 \pm 1,0$ млн лет. Наиболее древние K-Ar даты – 116–119 млн лет, что соответствует позднему апту.

Тайгонско-Мургальская зона [8]

Куюльский плутонический комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\Sigma, \text{VJ}_3 - \text{K}_1 k$). Плутонические образования комплекса, объединяющие ультрамафиты, габброиды и ассоциирующиеся с ними небольшие штоки, дайки и жилы плагиогранитов, принадлежат к дунит-гарцбургит-габбровой «офиолитовой» формации. Они широко распространены в Пенжинском хребте и на полуостровах Маметчинский, Валижгенский и Елистратова. Их выходы приурочены к Куюльскому, Валижгенскому и Елистратовскому блокам Таловско-Майнского поднятия.

В составе комплекса существенно преобладают в различной степени серпентинизированные гарцбургиты с линзовидными обособлениями дунитов. Они слагают, как правило, пластинообразные тела, которые интерпретировались на разных этапах их изучения как интрузии, протрузии либо пакеты тектонических пластин в серпентинитовом меланже [6, 34, 108, 158, 179, 183]. Наиболее крупным является петротипический Куюльский массив, протягивающийся на 120 км в северо-восточном направлении от левобережья р. Куюл до среднего течения р. Упупкин при ширине выходов от 3–5 до 10–12 км. Мощность тела оценивается в 1–3 км. Отмечается его погружение в северо-западном направлении: крутое в западной части и пологое в восточной. Интенсивная гравитационная аномалия севернее полосы выходов ультрамафитов позволяет предполагать наличие на глубине их корневых частей. Характер залегания массива подчеркивается ориентировкой наблюдающейся

в ряде случаев полосчатости гарцбургитов, расположением линз дунитов и хромититов.

Характерна тесная пространственная ассоциация ультрамафитов с кремнисто-вулканогенными образованиями кингвеевской свиты, фрагменты отдельных горизонтов которой образуют цепочки останцов закономерно ориентированных в соответствии с простираем и внутренней структурой массива – «структурированный меланж» по С. Д. Соколову и др. [158]. Габбро в составе массива присутствуют в резко подчиненном количестве. Они формируют «полосчатую серию» мощностью в первые сотни метров со сменой гарцбургитов чередующимися лерцолитами, верлитами, полосчатыми, такситовыми троктолитами, оливиновыми габбро, габброноритами с их сменой в верхних частях разреза (бассейн р. Ганкуваям) равномернозернистыми лейкократовыми амфиболовыми габбро. Последние также слагают небольшие штоки и дайки, интродуцирующие гарцбургиты. Особенностью массива является присутствие среди гарцбургитов, наряду с жилами вебстеритов, маломощных даек шрисгеймитов, а также шширообразных обособлений размером в первые метры гигантозернистых пегматоидных амфиболовых габбро.

Пластинообразные тела существенно гарцбургитового состава с фрагментами полосчатых перидотит-габбровых серий и отдельными небольшими штоками габбро на п-ове Елистратова слагают Северный и Южный водораздельные массивы площадью соответственно 6–7 и 14–15 км², на Маметчинском полуострове – массив площадью 30 км² и многочисленные мелкие линзовидные тела массивных ультрамафитов на п-ове Валижген, где также находится уникальный пластообразный «массив» горы Длинная (Длинногорский) площадью около 40 км². В его пределах совмещены в единой последовательности в различной степени дезинтегрированные линзы монолитных ультрамафитов дунит-гарцбургитовой ассоциации с горизонтами кластогенных преимущественно свежих гарцбургитов, варьирующих по размерности от разнообломочных брекчий до серпентинитовых песчаников, формирующих закономерные ритмы. Общая мощность их разреза – около 1 км. Отмечается последовательная смена серпентинитовых песчаников терригенными отложениями тылакрьельской свиты, на разных уровнях разреза которой присутствуют и стратифицированные олистостромовые горизонты ультрамафических конгломерато-брекчий.

Эти специфические ультрамафические образования куюльского комплекса массива горы Длинная рассматривались в качестве собственно вулканических [19, 108], тектонических и тектоногенно-осадочных [71]. Б. А. Марковским [99, 290] было обосновано их происхождение в процессе дезинтеграции горячих протрузий ультрамафитов при их поступлении на морское дно.

Ультрамафиты комплекса относятся к супрасубдукционному геохимическому типу. На основе анализа распределения и особенностей корреляционных связей элементов устанавливается генетическое единство ультрамафитов и габброидов полосчатых серий [40]. Завершающие формирование комплекса дайки и жилы плагигранитов, интродуцирующие как ультрамафиты, так и габбро, характеризуются низкими значениями К, Rb, Sr и по своим изотопно-геохимическим особенностям, вероятно, имеют мантийный источник, контактированный коровым материалом [96].

С ультрамафитами комплекса связаны проявления хромититов с платиновой минерализацией [127], а с зонами локального контактово-реакционного метасоматоза кальциевой и кальциево-глиноземистой специфики ультрамафитов и габбро связаны проявления поделочных камней и демантоидов [47, 85]; в родингитах отмечаются повышенные содержания золота [46].

Время формирования комплекса при тесной взаимосвязи ультрамафитов и габбро определяется интрузивными контактами последних с вулканогенно-кремнистыми образованиями раннемеловой кингивеевской свиты, которая, по данным В. С. Вишневецкой и др. [36], И. Е. Пральниковой [140], возможно, формировалась в более широком возрастном диапазоне. Верхний возрастной предел становления комплекса определяется включением кластогенных ультрамафитов Длинногорского массива в осадочный разрез раннемеловой тылакрьельской свиты.

Время становления Куюльского массива оценивалось по данным К-Аг определений для перидотитов в 112–132 млн лет, для габбро – 115–121 млн лет и плагиогранитов – в 134 млн лет [7]. При U-Pb датировании цирконов (ФГУП «ВСЕГЕИ») пегматоидных габбро Куюльского массива получены данные (по 10 определениям), варьирующие в интервале 134–145 млн лет и для гарцбургитовой брекчии Длинногорского массива – 125–142 млн лет (по 10 определениям). Этим же методом сходные результаты были получены для амфиболовых габбро Куюльского массива с диапазоном вариаций 136–181 млн лет [93]. По совокупности всех этих данных возраст куюльского комплекса оценивается как позднеюрский–раннемеловой.

Таловский гипабиссальный комплекс пикритовый (ωK_1 ?) представлен дайками, силлами и небольшими штоками пикритов. Они распространены на лево- и правобережье р. Таловка, в бассейне р. Харитоня и присутствуют на п-ове Елистратова [21, 23, 49]. Мощность даек и силлов обычно не превышает первых метров, трубообразные по форме штоки достигают 100–120 м в диаметре*. Среди пикритов присутствуют как высокомагнезиальные их разновидности (35–37 % MgO), выделенные впервые В. Ф. Белым под названием «меймечитов» [23], так и низкомагнезиальные (18–22 % MgO). Первые обычно характеризуются присутствием 65–75 % вкрапленников высокомагнезиального оливина, расположенных в основной массе из микролитов авгита, зерен хромшпинелида и серпентинизированного вулканического стекла. Вторые содержат до 30–35 % вкрапленников оливина, погруженных в основную массу, состоящую из микролитов клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и девитрифицированного вулканического стекла.

Возраст комплекса определяется достаточно условно на основании активных контактов с метавулканиками кингивеевской свиты и отсутствии пикритов среди более молодых образований.

*На карте показаны внемасштабными знаками.

ЭПОХА РАННЕГО МЕЛА (ПОЗДНИЙ АЛЬБ)–РАННЕГО ЭОЦЕНА

Охотско-Чукотская зона [9]

Пенжинский плутонический комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый ($\delta, \text{q}\delta, \gamma, \gamma\delta, \epsilon\gamma K_{1-2} \rho \eta$) представлен крупными массивами (Ичевеемским, Ильвеемским, Тагеноматским), штоками и пластовыми телами, прорывающими и метаморфизующими как терригенные палеозой-мезозойские породы, так и ниже-верхнемеловые вулканиты тылхойской, чайвавеемской, ильваваамской свит. Для крупных массивов комплекса характерно двухфазное, реже трехфазное строение. Отдельные штокообразные интрузии, как правило, обладают однофазным строением.

Первая фаза ($\delta, \text{q}\delta K_{1-2} \rho \eta_1$) комплекса представлена преимущественно диоритами, переходящими в кварцевые диориты. Они слагают однофазные отдельные штоки среди терригенных пород чехла Омолонского массива, а также участвуют в строении многофазных интрузий, слагая их краевые части.

Вторая (главная) фаза ($\gamma\delta, \gamma K_{1-2} \rho \eta_2$) – роговообманково-биотитовые гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты, связанные между собой постепенными переходами.

Третья фаза ($\epsilon\gamma K_{1-2} \rho \eta_3$) представлена лейко- и умереннощелочными гранитами, аляскитами. Породы этой фазы формируют самостоятельные лакколиты, штоки либо слагают краевые части крупных массивов, где они прорывают породы второй фазы. Контактные изменения по терригенным породам выразились в образовании кварц-биотитовых, пироксен-биотитовых, кварц-кордиерит-биотитовых и андалузитовых роговиков в зонах шириной 20–50 м, которые на удалении сменяются пятнистыми и узловатыми сланцами. По вулканитам в зонах экзоконтактов развиваются пятнистые роговики. В целом ширина зон роговикования достигает 2 км. С интрузиями третьей фазы внедрения парагенетически связано образование кварц-турмалиновых и кварц-серицитовых грейзенов, реже скарнов.

Наиболее представительным массивом комплекса является Ичевеемский массив, расположенный в западной части территории в междуречье Кегали–Гыленга и представляет собой батолитоподобное тело с провесом кровли в центральной его части, сложенной терригенными отложениями верхнекаменноугольной–нижнепермской магивеемской свиты. Площадь массива – около 380 км². Западный контакт – пологий, восточный – крутой. Здесь интрузия прорывает ниже- и ниже-верхнемеловые вулканиты чайвавеемской и ичевеемской свит, а также габбро раннемелового яринского комплекса. Максимальный эрозионный врез достигает 500 м. Большая часть массива сложена второй фазой: роговообманково-биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, в меньшей мере гранодиоритами, которые преобладают в северной части интрузии (правобережье р. Ичевеем). В эндоконтактной зоне иногда наблюдается переход от гранитов к гранодиоритам, кварцевым диоритам и роговообманковым диоритам, нередко порфирированной структуры. Третья фаза, представленная умереннощелочными гранитами и аляскитами, развита в краевых частях массива, иногда наблюдается также и в центральной его части.

По химическому составу породы основной (второй) фазы комплекса относятся к нормальному ряду с натриевым типом щелочности. Диориты первой фазы и умереннощелочные граниты третьей фазы отличаются калиево-натриевым типом.

Ранне-позднемеловой возраст пород комплекса принимается по геологическим данным: породы прорывают и метаморфизуют карбон-пермские терригенные образования, ниже- и ниже-верхнемеловые вулканогенно-терригенные и вулканогенные образования, не проникая в верхнемеловые. Многочисленные K-Ar и единичные U-Pb (ФГУП «ВСЕГЕИ») датировки разных фаз комплекса не противоречат геологическим данным. Диапазон K-Ar дат колеблется от 65 до 105 млн лет, при этом наиболее древние (четыре определения) характеризуют вторую фазу. U-Pb SHRIMP датировки габброидов первой фазы находятся в интервале 85,5–101,1 млн лет. С гранитоидами комплекса пространственно, а возможно и парагенетически, связаны проявления молибдена, олова, полиметаллов.

Нибарченский плутонический комплекс габбродиорит-монцонит-граносиенитовый ($\gamma\xi K_2n$) распространен в северной части площади листа по рекам Хиузная и Нибарчен. Комплекс представлен интрузиями граносиенитов, прорывающими породы ненеитской и ильваваамской свит. Контакты пологие, иногда наблюдаются провесы кровли, сложенные породами вышеназванных и усовской свит. Вмещающие породы в экзоконтакте изменены с образованием альбит-кварцевых и альбит-хлорит-эпидот-кварцевых роговиков.

По химическому составу породы комплекса относятся к умереннощелочному ряду с натриевым, реже калиево-натриевым типами щелочности.

Позднемеловой возраст комплекса определяется рвущими соотношениями с вулканитами ранне-позднемеловой ильваваамской свиты. Радиологический возраст (K-Ar) составляет 92 млн лет [38]. U-Pb SHRIMP датировки цирконов из граносиенитов (ФГУП «ВСЕГЕИ») составляют $83,4 \pm 2$; $95,5 \pm 0,9$ млн лет. Возраст пород комплекса, с учетом геологических и радиологических данных, принят позднемеловым.

Кубавеемский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый ($v,\mu,\delta,v\delta,q\delta,\gamma,\gamma\delta K_2k$). Интрузии комплекса широко развиты в северо-восточной части территории в бассейнах рек Кубавеем, Оклан, Юлговаям, Мургаля, Пенжина. Породы комплекса прорывают готерив-барремские отложения усовской свиты, раннемеловые гранитоиды мургальского комплекса, нижнемеловые образования ненеитской, хайокланской, тылхойской и ранне-позднемеловые – ильваваамской свиты. В его составе выделяются две фазы.

Первая фаза ($v,\mu,v\delta,\delta,q\delta K_2k_1$) представлена габбро, монцонитами, габбродиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, слагающими отдельные небольшие штокообразные и неправильной формы тела в бассейнах рек Хиузная, Ниньчех, где они прорывают отложения ненеитской и ильваваамской свит. Контакты четкие, рвущие, осложненные разломами и сопровождающиеся контактовыми роговиками. Нередки останцы кровли в апикальных частях и провесы кровли, сложенные ороговикованными осадочными и вулканогенными образованиями ненеитской и ильваваамской свит.

Вторая фаза ($\gamma, \gamma\delta K_2 k_2$) представлена умереннощелочными гранитами, гранодиоритами, прорывающими отложения усовской, ненеитской, ильвава-амской свит и гранитоиды раннемелового мургалского комплекса. Контакты достаточно крутые, отмечаются останцы кровли, сложенные ороговикованными терригенными и вулканогенными породами.

Интрузии кубавеемского комплекса сопровождаются зонами (шириной до 2 км) кварц-биотитовых, хлорит-биотит-кварцевых роговиков с реликтовыми структурами, окварцованных и сульфидизированных пород, отмечаются зоны грейзенизации и турмалинизированных пород.

По химическому составу породы комплекса соответствуют нормальному и умереннощелочному рядам с переменным типом щелочности. Диориты первой фазы характеризуются преобладанием натриевого типа щелочности; гранодиоритам и гранитам второй фазы более свойственен калиево-натриевый тип, лейкограниты и субщелочные граниты отличаются переменным типом (калиево-натриевым и натриевым).

Позднемеловой возраст пород комплекса обосновывается геологическими наблюдениями и подтверждается изотопными датировками. Интрузии прорывают и метаморфизуют отложения усовской (готерив-баррем) и ильвава-амской (альб-ранний сеноман) свит. К-Ar даты заключены в интервале 62–105 млн лет [2, 38]. U-Pb SHRIMP датировки цирконов, полученные в ФГУП «ВСЕГЕИ» для пород комплекса, составляют $90,6 \pm 1,6$; $90 \pm 2,0$ млн лет, что соответствует позднему мелу (турон-коньяк).

Северо-тайгонский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый ($v, \delta, \gamma\delta K_{1-2} st$). Породы комплекса распространены на западном побережье Пенжинской губы, где слагают массивы Длинный (Озерной), Верхне-Авековский и Арманханьявский. Они прорывают и метаморфизуют отложения позднего карбона-ранней перми, юры, раннего мела и перекрываются палеогеновыми базальтами кытыймской свиты. Контакты интрузий обычно крутые, нередко провесы и останцы кровли. Ширина зон контактовых ореолов достигает 0,5 км в случае крутых контактов и до 1–1,5 км при пологих и в провесах кровли. Во внутренних зонах развиты породы амфибол-роговиковой фации метаморфизма (кварц-кордиеритовые, кварц-биотитовые – по терригенным породам; в вулканитах развиваются роговая обманка, реже биотит, калинатовый полевой шпат, альбит, кварц, минералы группы эпидота), сменяющиеся во внешних зонах биотитовыми, мусковит-биотитовыми, андалузитовыми и узловатыми роговиками.

Комплекс образован двумя фазами внедрения. Первая фаза ($v, \delta K_{1-2} st_1$) представлена габбро и диоритами, которые слагают небольшие штоки и силлы, участвуют в строении многофазных интрузий, где развиты в эндоконтактовых зонах в виде изометричных и линзовидных тел. Нередко породы обладают полосчатым строением, обусловленным чередованием габбро и габбро-диоритов, реже диоритов. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами крутые или вертикальные.

Вторая фаза (главная) ($\gamma\delta K_{1-2} st_2$) представлена гранодиоритами (резко преобладают), гранитами, диоритами и кварцевыми диоритами (играют подчиненную роль), при этом между всеми разновидностями пород наблюдаются постепенные взаимопереходы. Контакты с вмещающими поро-

дами субвертикальные и пологие (40–50°). Интрузии второй фазы прорывают юрские образования и вулканиты раннемеловой теланской свиты. В строении массивов преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты, а диориты и кварцевые диориты слагают узкие, иногда прерывистые полосы в эндоконтактовых зонах, а также апикальные прогнутые части интрузий с остатками кровли. Редко в краевых частях интрузий наблюдаются выходы гранитов.

По петрохимическим свойствам большая часть пород комплекса относится к нормальному ряду натриевого типа щелочности.

Интрузии северо-тайгоносского комплекса прорывают и метаморфизуют нижнемеловые отложения, включая рябинкинскую свиту апт-альбского возраста. Перекрываются вулканитами кытыймской свиты. К-Аг датировки пород комплекса укладываются в интервал 80–110–113 млн лет, что соответствует раннему–позднему мелу [49, 234].

Камчатско-Олюторская зона [12]

Вывенский плутонический комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый ($\sigma, \nu, \mu, \nu K_2V$) объединяет концентрически-зональные дунит-клинопироксенит-габбровые и пластинообразные дифференцированные клинопироксенит-габбровые массивы, а также ассоциирующие с ними штоки габбро и монзонитов, распространенные в пределах Ветвей-Укэляятского поднятия и его Вывенского выступа. Исходное положение интрузий комплекса контролируется зоной глубинного Вывенского разлома. Пространственно они ассоциируют с позднемеловыми вулканогенными образованиями ватынской и ачайваямской свит, интродуцируя их с образованием роговиков. Наиболее крупные массивы комплекса (Гальмоэнанский, Сейнавский и Имланский) совместно с вмещающими их вулканитами по Ирунейско-Вытынскому надвигу смещены в северо-западном направлении и надвинуты на терригенные отложения корякской серии Приохотско-Укэляятской зоны, формируя отторженец северо-восточной ориентировки протяженностью около 50 км при ширине до 7 км.

В региональном плане образования вывенского комплекса принадлежат к протяженному Корякско-Камчатскому поясу платиноносных интрузий дунит-клинопироксенит-габбровой формации, плутоны которой в районе Камчатского перешейка возле южной рамки листа выделяются в составе атвенаямского комплекса, а в более южных районах Камчатки – в составе левоандриановского и толбачинского комплексов [76, 155]. На территории листа плутонические образования вывенского комплекса ранее рядом исследователей рассматривались и картировались в качестве офиолитовых [7, 34, 68]. Особенности строения, вещественного состава массивов и их формационная принадлежность были обоснованы последующими детальными работами [12, 16, 69, 76, 82, 132, 152].

Наиболее крупными интрузивными массивами комплекса являются Гальмоэнанский площадью 48 км², Навкырский – 39 км², Сейнавский – 36 км², Имланский – 29 км² и Хайлиноваямский – 10 км². Все они вытянуты в северо-восточном направлении на 12–15 км при ширине до 2–3 км. Петротипическим концентрически-зональным массивом комплекса является Гальмоэнан-

ский. В аллохтонном залегании массив представляет трубообразное тело, полого погружающееся в южном направлении, где вскрывается наиболее эродированная его часть, представленная дунитами. Последние слагают ядерную часть массива, составляя около 70 % его площади. Характерно преобладание существенно «свежих» дунитов различных петроструктурных типов, свидетельствующих о многоэтапности их деформаций и перекристаллизации. С дунитами ассоциируется платино-хромитовая минерализация с преимущественно гнездово-вкрапленным распределением ЭПГ. Клинопироксениты прослеживаются прерывистыми зонами шириной от десятков до первых сотен метров вдоль северо-западной и восточной границ массива, а в северной его части формируют сплошную оболочку, занимая значительную площадь.

С запада и юга массив ограничен надвигами, вдоль которых фиксируются маломощные зоны серпентинитового меланжа. Вдоль его восточной границы наблюдаются интрузивные контакты габбро краевой части массива с вмещающими вулканогенно-кремнистыми образованиями ватынской серии с формированием зон ороговикования шириной до 300 м.

Переходы от дунитов к клинопироксенитам постепенные, через зоны верлитов и оливиновых клинопироксенитов с преимущественно диопсидовым составом пироксенов к клинопироксенитам с преобладанием авгита, магнетитовым клинопироксенитам, а в северной «апикальной» части массива с их сменой амфиболовыми клинопироксенитами и горнблендитами. Ширина переходных зон обычно не превышает 100–150 м. Для них характерно полосчато-такситовое строение, иногда с тонким чередованием в различной степени диопсидизированных дунитов, верлитов и оливиновых клинопироксенитов.

В переходной зоне и в дунитах краевой части нередко присутствуют маломощные жилы диопсидитов. Габбро формируют внешнюю прерывистую оболочку массива. Они связаны с клинопироксенитами постепенными переходами, часто с взаимным переслаиванием и сменой такситовых меланократовых габбро их лейкократовыми, иногда пегматоидными амфиболовыми разновидностями, или монцогаббро. Элементы концентрически-зонального строения с присутствием наряду с габбро дунитов, верлитов, клинопироксенитов установлены в Сейнавском и Хайлиновьямском массивах. Имланский и Навкырский плутоны сложены преимущественно габбро и монцогаббро с присутствием в Навкырском массиве линз клинопироксенитов.

По петрохимическим характеристикам породы комплекса относятся к нормальному ряду. Их петрогеохимические особенности детально охарактеризованы в ряде специальных работ [12, 76, 132, 152].

С дунит-клинопироксенит-габбровыми массивами комплекса связаны россыпные месторождения платины, эксплуатируемые с 1992 г. В настоящее время высоко оцениваются и перспективны коренного платинометалльного оруденения дунитовых фаций Гальмознанского массива, 85–90 % продуктивности которого связаны с платино-хромитовой минерализацией с гнездово-вкрапленным распределением ЭПГ и 10–15 % продуктивности определяется минеральной ассоциацией платиноидов собственно дунитов [69, 152].

Возраст становления комплекса определяется активными интрузивными контактами массивов с вмещающими их образованиями ватынской и ачайва-ямской свит.

Многочисленные данные изотопных анализов валовых проб и их монофракций дунитов, клинопироксенитов и габбро Гальмоэнанского и Сейнавского массивов в Sm-Nd системе датируются в интервале 90–99 млн лет, а в Rb-Sr системе – 84–99 млн лет [76, 82]. По совокупности всех этих данных время формирования комплекса оценивается как позднемеловое (маастрихтское).

Энынговаямский комплекс гранодиорит-габбровый ($v\beta, \delta, q\delta K_2e$) развит в междуречье Тапельваям–Огинраваям. Породы комплекса слагают небольшие штоки (до 1 км²) и пластообразные тела (до 2–3 км²), прорывающие только образования ватынской серии и ачайваямской свиты. Вмещающие породы ороговикованы на мощность, не превышающую 15 м. Экзоконтактово измененные породы представлены пироксен-кварцевыми, амфибол-плагиоклаз-кварцевыми породами и плагиоклаз-актинолит-кварцевыми роговиками [82].

Интрузивные тела сложены габбродолеритами, диоритами, кварцевыми диоритами. По особенностям химического состава диориты и кварцевые диориты – высокоглиноземистые образования калиево-натриевого, реже натриевого типа, нормального ряда щелочности известково-щелочной серии.

Определения радиологического возраста (K-Ar) составляют 41–45 млн лет. Учитывая, что интрузии пространственно тесно связаны с позднемеловыми вулкано-кремнистыми образованиями ачайваямской свиты, время внедрения пород энынговаямского комплекса принимается маастрихтским (поздний мел).

Атвенаямский плутонический комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый (vK_2-P_1a) формирует Северо-Камчатскую группу протяженного Корякско-Камчатского пояса образований платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации [76].

На территории листа представлен единственной интрузией габбро в юго-западной части площади листа, прорывающей породы позднемеловой ирунейской свиты. В плане интрузия имеет линзообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Протяженность – около 7,5 км, ширина – 2 км. Сложена мелко-, средне-, реже крупнозернистыми и порфиroidными габбро. Состав: плагиоклаз (лабрадор № 50–65), моноклинный, реже ромбический пироксен и роговая обманка. В подчиненном количестве присутствуют биотит, ильменит и апатит. Вторичные – хлорит, эпидот, актинолит, серицит. Различаются пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и пироксенроговообманковые габбро, для которых весьма характерно обрастание роговой обманкой зерен пироксена. Структура пород габбровая и пойкилоофитовая. Вмещающие отложения на контакте изменены с образованием альбит-хлоритовых и кварц-альбитовых пород.

Позднемеловой–палеоценовый возраст интрузии габбро устанавливается на основании сопоставлений с аналогичными интрузиями смежных с юга территорий [28].

ЭПОХА СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА (ЛЮТЕТ)–ПЛИОЦЕНА

Пальматкинская зона [14]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА. ОЛИГОЦЕН

Корякский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый ($q\delta\mu, \gamma, \gamma\delta, \gamma\mu, \gamma\delta\mu P_3k$) представлен интрузиями кварцевых диорит-порфиров, гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Выходы интрузивных тел распространены в бассейнах рек Тклавая, Мигитынопваям, Уннэйваям, Мэговаям и др. Приурочены к тектонически ослабленным проницаемым зонам. Прорывают позднемеловые терригенные отложения корякской серии, вулканогенно-кремнистые образования ватынской серии, терригенный полимиктовый меланж и вулканиты велолныкской серии эоцен-олигоценового возраста и перекрываются и прорываются миоценовыми вулканитами ветроваямского комплекса. Они слагают большей частью штоки, плоскости контактов крутые и субвертикальные. Вмещающие породы в экзоконтактах довольно часто бывают изменены с образованием зоны биотит-серицит-кварцевых роговиков шириной 50–500 м.

Гранит-порфиры преобладают и формируют тела различных размеров – от 1–1,5 до 100 км². С ними связаны кварцевые, сульфидно-кварцевые и кварц-хлоритовые жилы, вмещающие оловянно-серебряное оруденение. Гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты прорывают тектонический меланж. Их штоки характеризуются неправильной, реже изометричной в плане формой и размерами от 0,2 до 3 км². Размещение тел контролируется протяженными разломами северо-восточного. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры слагают интрузии в бассейнах рек Мэговаям, Оттыранваям. Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты слагают серии небольших пространственно сближенных штоков размерами 0,4–4 км² в междуречье Оттыранваям–Эйгыткымэговаям. Штоки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов обнажаются на водоразделах и не выражены в рельефе, прорывают породы ватынской серии и терригенный меланж.

По химическому составу породы относятся к средним и кислым нормальнощелочным, реже к низкощелочным разностям, калиево-натриевой, реже натриево-калиевой, изредка – калиевой серий, высоко- и весьма высокоглиноземистыми.

Радиологический возраст гранитоидов (K-Ar) составляет от 21 до 37 млн лет; кварцевых диорит-порфиритов, определенный U-Pb методом по цирконам – $23,5 \pm 1$ млн лет. На основании этих определений возраст пород корякского плутонического комплекса принимается олигоценовым [327].

Центрально-Камчатская зона [16]

Малетойваямский плутонический комплекс монцонит-диоритовый ($\delta, q\delta, \delta\mu, \mu, \gamma\delta N, m$) представлен диоритами, кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами, монцонитами, гранодиоритами, образующими гипабиссальные интрузии. Интрузивные тела представлены штоками изометричной, овальной и неправильной формы, площадью до 25 км². Они прорывают вулканогенные

образования средне-позднемиоценового ветроваямского комплекса, реже терригенные отложения медвежкинской свиты. Рвушие контакты их крутые (60–70°) до вертикальных. Вмещающие породы интенсивно изменены (окварцевание, биотитизация, осветление) на ширину 200–300 м. Непосредственно на контакте образована зона обжига мощностью 0,6–0,7 м, породы осветлены и обладают раковистым изломом.

Диориты роговообманковые, пироксеновые характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Монцодиориты представлены пироксеновыми разностями. Структура их гипидиоморфнозернистая, состоят они (%) из плагиоклаза (50–60), авгита (15–20), амфибола (8–9), кварца (5–8), калиевого полевого шпата, биотита.

По петрохимическим характеристикам породы высокоглиноземистые с калиево-натриевым типом щелочности. Радиологические датировки пород комплекса (K-Ar) составляют от 8 до 17 млн лет [102, 103]. С учетом возраста вмещающих пород возраст малетойваямского комплекса принимается средне-позднемиоценовым.

Олюторская зона [17]

Пылгинский плутонический комплекс габбро-монцонитовый ($v, \mu v, \mu, q \xi P_{2-3p}$) представлен габбро, монцогаббро, монцонитами, кварцевыми сиенитами, которые слагают штоки, силлы в юго-восточной части площади листа, прорывающие образования потатгытгынской толщи и говенской свиты. Наиболее крупные тела имеют площадь 2–2,5 км², остальные характеризуются меньшими размерами. Тела в плане имеют изометричную или овальную форму с длинной осью, ориентированной в северо-восточном направлении. Часто по контактам с вмещающими породами наблюдаются тектонические срывы, выраженные в развитии зон катаклаза шириной первые метры, сформированные по границам пород разной компетентности. Для силлов характерна сложная форма выходов, определяемая складчатостью.

Преобладающей разновидностью пород являются кварцевые сиениты, обладающие монцонитовой, гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой структурами и массивными, реже полосчатыми текстурами. В экзоконтактах интрузий кварцевых сиенитов образованы зоны ороговикования и скарнирования, имеющие ширину от 100 до 1000 м. Процессы скарнирования выражены в развитии хаотично расположенных жил, прожилков, гнезд, зон прожилкования, линзообразных тел кварц-амфибол-полевошпатового и магнетит-актинолитового состава, причем последние часто формируют жилообразные тела мощностью до 2 м. Их минеральный состав – альбит, кварц, актинолит, магнетит, пирит, в подчиненном количестве эпидот, флюорит, апатит. Содержание P₂O₅ в магнетит-актинолитовых телах достигает 1,4%. В поле скарнированных пород развиты кварцевые жилы и прожилки. Все эти образования расположены в кварц-биотит-альбитовых, биотит-актинолит-альбитовых и альбит-актинолитовых роговиках по вулканогенным породам, иногда отмечаются и в эндоконтактовой части штоков [80].

По химическому составу кварцевые сиениты относятся к калиевому или калиево-натриевому типу умереннощелочного ряда.

Рудная минерализация связана с магнетит-актинолитовыми образованиями и представлена магнетитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, ковеллином, киноварью, иногда с ураном и торием.

Габбро, монцогаббро, монцониты слагают штоки и силлы. Площадь штоков не превышает 2 км², мощность силлов составляет не более 300 м. Штоки имеют простое строение: центральную часть их слагают полнокристаллические породы, краевые части – порфировые разновидности, непосредственно в эндоконтакте (первые десятки сантиметров) – афанитовые разности. Контактные изменения у штоков и силлов одинаковые. Наиболее изменены терригенные породы с преобразованием в эпидот-альбит-кварцевые и хлорит-альбит-кварцевые роговики. Вулканогенные породы подвержены амфиболизации. Довольно часто в экзоконтакте развиты окварцевание и пиритизация.

По химическому составу для пород характерна повышенная щелочность и в большинстве своем они относятся к калиево-натриевому, иногда к калиевому типу умереннощелочного ряда. Для большинства пород характерно невысокое (<1 %) содержание TiO₂.

Породы пылгинского комплекса относятся к габбро-монцонит-сиенитовой формации. По химическому составу они близки к вулканитам и субвулканическим телам говенского вулканического комплекса [80].

Исходя из того, что интрузии прорывают образования говенской свиты эоцена, имеют близкие с ними петрохимические характеристики, а также по определениям радиологического (K-Ar) возраста пород – 24–42 млн лет, возраст комплекса принимается эоцен-олигоценным [80].

Майваямский комплекс гранодиорит-плагиогранит-порфировый гипабиссальный (γ дл, рупN₁mv) распространен в юго-восточной части площади листа. Представлен штоками и силлами плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Плагиогранит-порфиры слагают шток на правобережье среднего течения р. Панетиваям. Площадь штока – около 28 км², вмещающие его породы – вулканиты говенской свиты. Внутреннее строение интрузии довольно однородное. Она сложена в основном массивными плагиогранит-порфирами и только на юге в эндоконтактных частях на мощность от сантиметров до 10 м наблюдаются полосчатые разновидности со следами течения, ориентированными согласно рвущему контакту. Контакт плагиогранит-порфиров с вмещающими породами четкий, вертикальный, контактовые изменения выражены в слабом окремнении аргиллитов и туфов. Восточный контакт вертикальный тектонический. Мощность передробленных пород – 40–50 м.

Гранодиорит-порфиры слагают преимущественно пластообразные интрузии, реже силлы. Мощность интрузивных тел – до 250 м, площадь – до 6–7 км².

По петрохимическим особенностям все породы майваямского комплекса пересыщены кремнеземом, относятся к натриевому типу пород нормальнощелочного ряда.

Возраст образований комплекса принимается среднемиоценовым на основании радиологических определений (K-Ar), составляющих 15–16 млн лет [81].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа присутствуют метаморфические комплексы двух типов – высокотемпературные ареальные и зональные (полифациальные). Ареальные слагают северо-восточную оконечность Авековского блока и Колымак-Пареньский блок (Гайгоносского выступа), в пределах которых контуры выходов метаморфических пород на дневную поверхность относительно невелики и определяются наличием перекрывающих отложений, рвущих интрузивных массивов, разломов. Зональные метаморфические комплексы (диапазон от зеленосланцевой до амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций) сопряжены с крупными тектоническими нарушениями (глубинными разломами); наиболее мощные и протяженные из них могут классифицироваться как метаморфические пояса. В отличие от ареальных метаморфических комплексов, зональные не имеют самостоятельного стратиграфического значения.

Ареальные метаморфические комплексы принадлежат к категории полиметаморфических. В их составе различаются относительно более древний слоистый однородно метаморфизованный субстрат разнообразного вещественного состава (пургоноская серия – преимущественно кислые преимущественно глиноземистые породы, косовская нерасчлененная – преимущественно базиты) и продукты его гранитизации: лейкосома мигматитов (доминируют послойные), очковые гнейсы, маломощные автохтонные, реже незначительно перемещенные линзы и жилы пегматитов, гранитогнейсов, мелкозернистых гнейсовидных лейкогранитов, где субстрат сохраняется лишь в скиалитах. Геолого-петрологические признаки позволяют реконструировать два последовательно проявившихся этапа гранитизации: плагиогранитизацию и палингенно-метасоматическую калиевую гранитизацию.

Петрографические особенности минимально гранитизированного субстрата (палеосома мигматитов) свидетельствуют, что первоначальный метаморфизм протекал изохимически в термодинамически закрытом статическом поле, благодаря чему сохранились текстурные и отчасти структурные особенности протолита (в частности признаки реликтовой слоистости в гранатбиотитовых плагиогнейсах пургоносской серии). В стратотипической мест-

ности (бассейн среднего течения р. Авекова) установлено, что уровень первоначального метаморфизма как пургоносской, так и косовской серии отвечал гранулитовой фации. С наибольшей очевидностью об этом свидетельствует присутствие критического парагенезиса гиперстен + средний плагиоклаз в основных кристаллосланцах, которые в разрезе пургоносской серии образуют прослои среди гранат-биотитовых гнейсов, в косовской – среди амфиболитов. По данным минеральной термобарометрии, РТ-параметры метаморфизма гранулитовой фации для пургоносской и косовской серий определены в диапазоне: $T = 780\text{--}710^\circ \text{C}$ и P – до 10 кбар [55, 112, 114]. Идентификация и выяснение закономерностей пространственного проявления гранулитового метаморфизма затруднены реликтовым характером отвечающих ему минеральных парагенезисов, уничтожаемых наложенной гранитизацией. Другая трудность решения этой задачи обусловлена изначальным отсутствием во многих широко распространенных слоистых телах (горизонты, пачки, толщи биотитовых гнейсов, кварцитогнейсов, биминеральных амфиболитов и др.), в силу особенностей их первичного химизма, критических минеральных ассоциаций гранулитовой фации.

Среди образований амфиболитовой фации в фундаменте Омолонского массива известны прогрессивные супракрустальные (относятся к екатеринию–верхнему региональному надгоризонту нижнего архея) и регрессивные [54, 146]. На территории листа достоверно известны только регрессивные – продукты плагиогранитизации богатых кальцием пород (основные кристаллосланцы, амфиболиты). Критический парагенезис амфиболитовой фации, запрещенный для гранулитов, составляют роговая обманка с кварцем. Шире всего он развит в породах косовской серии. В результате плагиомигматизации толщ основного состава здесь формируются разные по мощности, вплоть до многометровых, симметрично-полосчатые пачки, от краев к центру которых амфиболиты последовательно сменяются меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми плагиогнейсами. Характерно, что кварц появляется в амфиболитах как новообразование, обнаруживает коррозионные соотношения с роговой обманкой и плагиоклазом, а его количество плавно возрастает от мелких неправильных зерен в амфиболитах до 30–50 % в лейкократовых гнейсах, где он образует крупные линзовидные выделения с прихотливыми контурами, местами сливающиеся в протяженные полоски. Синхронно развивается темно-коричневый биотит (3–15 %), который в лейкократовых разностях иногда полностью вытесняет роговую обманку. Генеральная тенденция плагиогранитизации – нивелирование вещественной неоднородности нижнеархейского слоистого субстрата с образованием за счет базитов большеобъемных плагиогранитогнейсовых тел («серых гнейсов»).

Гранитизация калиевого профиля отвечает преимущественно условиям средне-низкотемпературной ступени амфиболитовой фации, локально снижаясь до эпидот-амфиболитовой (парагенезис железистый эпидот + кислый плагиоклаз + микроклин). Нередко ей сопутствуют кислотное выщелачивание и магнезиально-железистый метасоматоз. Типоморфные продукты калиевой гранитизации – ярко окрашенные в оранжево-красные цвета микроклинновые гранитогнейсы, очковые гнейсы, гнейсовидные лейкограниты и т. п., в том или ином количестве встречаются практически повсеместно и легко рас-

познаются при картировании как самые поздние компоненты раннедокембрийских полиметаморфических комплексов.

Зональные метаморфические комплексы объединяют породы по признаку одновременно испытанного метаморфизма. Петрографически разнообразны, поскольку образуются за счет различного по составу субстрата в диапазоне нескольких фаций метаморфизма. Различаются два геохимических подтипа зональных комплексов: сиалический и фемический. Первый связан с послераннедокембрийской деструкцией древней континентальной коры, второй – с формированием офиолитовых ассоциаций, чья геодинамическая интерпретация более сложна. Максимально интенсивные деструктивные процессы фиксируются в протяженных северо-восточных тектонических зонах, ограничивающих Авековский блок.

К юго-восточной системе пограничных разломов Авековского блока приурочена специфическая шовная структура длительного развития – Пылгин-Инчикская зона смятия, где зональный метаморфизм сиалического профиля проявлен наиболее полно [54, 55]. На территории листа, от верховьев р. Авекова до низовьев р. Парень, в полосе шириной 5–10 км и протяженностью около 60 км, прослеживается крайний северо-восточный отрезок зоны смятия, далее скрытой под рыхлыми отложениями Пареньской депрессии.

Метаморфические и кристаллические сланцы зоны смятия возникли вследствие динамометаморфизма и прогрессивной перекристаллизации, начинавшейся образованием бластомилонитов зеленосланцевого уровня, а завершившейся в статических условиях, достигавших нижней температурной границы амфиболитовой фации [55]. На территории листа интенсивному рассланцеванию подвержены как нижнеархейские высокотемпературные метаморфиты пургоносской и косовской серий, так и разнообразные осадочные, вулканогенные и (вероятно) субвулканические породы (алевролиты, песчаники, базальты, андезиты, их туфы, плагиориолиты и др.). Предполагается, что серицит-хлоритовые, кварц-биотитовые, хлорит-амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, иногда сохраняющие реликты первичных (осадочных или магматических) структур, образовались за счет верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений кечичминской толщи и среднепермских–идикигинской, выходы которых примыкают к зоне смятия с юго-востока. Максимум метаморфизма зафиксирован на Авеково-Колымакском междуречье (истоки руч. Снежный). Здесь по нижнеархейским породам основного состава (кристаллосланцы, амфиболиты) хорошо картируется зональный метаморфический ареал, наложенный на предварительно рассланцованный субстрат. Индекс-минералом внешней зоны метаморфизма служит порфиробластическая голубая роговая обманка, внутренней – идиоморфный, также порфиробластический, гранат (обогащенный кальцием пироп-альмандин). По гранат-биотитовым гнейсам пургоносской серии образуются линзовидно-полосчатые и пльчатые биотит-мусковитовые сланцы, в которых исходный крупный гранат деформирован и нередко перекристаллизован. Новообразованные мелкие идиоморфные зерна граната распределяются вдоль плоскостей вторичного рассланцевания.

Прогрессивному метаморфизму в центральной зоне подвержены отложения утинской толщи. Залегающие в ее основании углисто-глинистые сланцы

превращены в насыщенные порфиробластами граната биотитовые сланцы, содержащие в основной ткани тонкочешуйчатый графит и пластинчатый ильменит; по аркозовым песчаникам и цементу конгломератов образуются гранат-биотит-мусковитовые гнейсы, по вулкано-терригенным и вулканогенным породам – крупнокристаллические меланократовые сланцы, богатые гранатом, амфиболом, биотитом, с характерной примесью клиноцоизита и сфена. Согласно данным термобарометрии, температура в зоне граната достигала 550 °С [55]. Время проявления метаморфизма в Пылгин-Инчикской зоне смятия определяется как раннемезозойское: на ее юго-западном фланге (за пределами площади листа) ему подвержены вулканогенно-осадочные образования средне-верхнетриасовой верхнепылгинской толщи [77], галька пород пылгин-инчикского метаморфического комплекса присутствует в отложениях, содержащих юрско-раннемеловую флору (в Легенде Гижигинской серии листов ГГК-200/2 выделены за пределами площади листа в готерив-барремскую угрюмовскую толщу) [280].

На основании петрографических признаков (включая прогрессивный характер метаморфизма) некоторые тонкополосчатые амфиболовые, амфибол-биотитовые и амфибол-мусковитовые сланцы правобережья р. Гыленга, структурно принадлежащие к южной окраине Колымак-Пареньского блока, по данным термобарометрии, кристаллизовались при $T = 560\text{ °C}$, $P = 7\text{ кбар}$ (определения З. Г. Бадрединава).

Зональные метаморфические комплексы фемического профиля составляют элементы офиолитовых ассоциаций, характерных для Корякско-Камчатской складчатой области. Их распространение в целом контролируется системой тектонических нарушений северо-восточной (циркумтихоокеанской) ориентировки. По существу в эту же систему в качестве крайнего северного звена входят и разломы, ограничивающие Авековский блок.

Среди метаморфических образований, связанных с офиолитами, различаются две геолого-тектонически и генетически различные группы: 1) комплексы зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций, пользующиеся достаточно широким распространением; 2) породы глубинного облика – гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, слагающие небольшие блоки, пространственно сопряженные с ультрамафитами, либо глыбы в серпентинитовом меланже.

В границы листа входит зеленосланцевый комплекс п-ова Елистратова (западное побережье Пенжинской губы), который в региональном плане составляет северо-восточное окончание Прибрежно-Тайгоносского метаморфического пояса, время оформления которого как единой структуры считается ранне-поздне-меловым [118]. На основании внутрирайонных корреляций высказано мнение, что залегающие среди раннемезозойских ультрамафитов п-ова Елистратова блоки, сложенные актинолитовыми и актинолит-тремолитовыми сланцами, метабазальтами, яшмокварцитами, мраморами, могут иметь протерозойский возраст и выведены на современный срез по Елистратовскому глубинному разлому [21].

Наиболее сложны для историко-геологических и геодинамических реконструкций метаморфические образования, входящие в состав допозднепалеозойской офиолитовой ассоциации Ганычаланского блока, что обусловлено

его тектонической гетерогенностью [119, 180]. Наиболее древними из стратифицированных комплексов, слагающих блок, являются кремнисто-карбонатно-вулканогенные отложения верхнепротерозойской ильпинецкой свиты. Отложения интенсивно деформированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, глаукофан-зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций, участвующих в единой метаморфической зональности [50, 51, 154]. Устойчивость ассоциации глаукофана с лавсонитом, жадеитом, хлормеланитом рассматривается как индикатор высокобарических условий метаморфизма [50]. Вместе с тем трактовка тектонической обстановки, в которой протекал метаморфизм, остается неоднозначной. Присутствие в разрезе массивных базальтов, где жадеит и глаукофан развиваются в миндалинах, в отсутствие каких-либо деформаций, позволяет заключить, что метаморфизм ильпенецкой свиты протекал на этапе погружения в условиях, близких к статическим [119]. В зонах меланжа, маркирующего основание тектонических пластин, составляющих Куюльский блок, установлены глыбы и блоки диафторированных гранат-биотитовых гнейсов, гранат-мусковит-биотитовых сланцев, мигматизированных амфиболитов, природа которых остается дискуссионной [119]. Аналогичные породы, известные в ассоциации с ультрамафитами на севере Корякско-Камчатской складчатой области (хр. Пекульней) интерпретированы как тектонические отторженцы ее раннедокембрийского кристаллического фундамента [56].

Многоэтапная история метаморфизма геологических комплексов территории листа запечатлена в результатах изотопного датирования пород и минералов, которые выполнены к настоящему времени всеми применяемыми в отечественной практике методами (K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb). В качестве наиболее достоверных сейчас рассматриваются данные U-Pb SHRIMP цирконометрии. С ее помощью подтвержден раннеархейский (древнее 3,29 млрд лет) возраст косовской серии. Более молодые архейские датировки акцессорных цирконов из ареальных метаморфических комплексов фундамента Омолонского массива (2,78–2,58 млрд лет) предположительно можно отнести к этапу плагιοгранитизации раннеархейских гранулитов, а раннепротерозойские (1,93–1,70 млрд лет) – к этапу калиевой гранитизации. Возрастные значения 829 ± 280 и 607 ± 320 млн лет, считываемые с нижних пересечений дискордий, полученных для цирконов из диафторированных гнейсов Колымак-Пареньского блока, с большой долей условности, в силу их низкой точности можно рассматривать как свидетельство проявления в истории развития изученного района соответственно позднерифейского и вендского эндогенных событий. Первое согласуется с этапом деструкции кристаллического фундамента Омолонского массива [77], второе – с проявлением метаморфизма в породах Куюльского блока [120, 180]. Сюда же могут быть отнесены датировки 476 , 497 ± 4 , $581,5 \pm 5,8$, 587 ± 14 млн лет, полученные для цирконов из раннеархейских гранулитов Авековского блока [87]. Для акцессорных цирконов из гнейсов, слагающих глыбы в серпентинитовом меланже Куюльского блока с помощью Pb-Pb термоизохронного метода получен возраст 1100 млн лет [119], чем подтверждается тектоническая самостоятельность этих образований и принадлежность к более глубинному уровню, чем тот,

который характеризуют остальные метаморфические комплексы, участвующие в строении блока.

Метаморфические породы в раннемеловой кингивеевской свите представлены тальк-хлоритовыми, эпидот-тальк-хлоритовыми, глаукофан-эпидот-хлорит-кварцевыми и другими сланцами. Тальк-хлоритовые и эпидот-тальк-хлоритовые разности сложены хлоритом (70 %) с линзочками и слоями талька (15–20 %), сростками (0,6–0,8 мм) зерен эпидота (15 %); структура микрогранобластовая. Тальк-хлорит-глаукофановые и глаукофан-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы состоят из тонкого (0,5–2 мм) сочетания слоев и линзочек тальк-хлорит-глаукофанового и тальк-хлоритового состава с примесью халцедона и брусита; структура лепидогранобластовая, фибробластовая с реликтами кластической. Хлорит-эпидот-кварцевые разности состоят из выделений (0,2–0,3 мм) кварца (30 %), эпидота (до 40 %), хлорита (до 30 %), иногда в сочетании (0,06 × 0,8 мм) с карбонатом; структура микрогранобластовая, реже – лепидогранобластовая.

Вулканогенно-кремнистые образования свиты и метаморфические сланцы образуют единые тела. Ими сложены крупные чешуи и пластины, внутри которых имеются переходы от основных туфов и базальтов к перематым, передробленным разностям этих пород и далее, к зеленым и лилово-зеленым сланцам, иногда с глаукофаном. При этом граница метаморфизованных пород не согласуется со слоистостью исходных пород. Как показано исследованиями [51], образование метаморфических сланцев глаукофан-зеленосланцевой фации с таким индекс-минералом, как глаукофан, вызывается высоким односторонним давлением при сравнительно невысоких температурах и характерно для передовых зон надвигов и шарьяжей. Поэтому метаморфические сланцы образованы во фронтальных частях надвиговых чешуй, сложенных породами кингивеевской свиты либо совместно с микрокварцитами формируют некоторые чешуи целиком [6].

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические процессы на территории листа проявлены в той или иной степени в геологических образованиях почти всех возрастов. Как правило, они имеют генетическую и пространственную связь с плутоническими и субвулканическими интрузиями и тектоническими нарушениями.

В гарцбургитах позднепротерозойского ганьчаланского дунит-гарцбургит-габбрового комплекса отмечается серпентинизация, при которой магnezийные минералы в результате гидратации превращаются в серпентин.

По породам позднерусско-раннемелового габбро-дунит-гарцбургитового куюльского комплекса развиваются более разнообразные метасоматиты – родингиты, листовиты, серпентиниты, сульфидизированные и карбонатизированные разности, серпентинит-карбонатные брекчии [325].

Родингиты мономинеральные – пектолитовые, ксонотлитовые, пренитовые, тремолитовые, актинолитовые жилеобразные тела. Полиминеральные родингиты – образования с различными соотношениями известково-силикатных минералов (пектолит, ксонотлит, хлорит, пренит, диопсидит, гранат,

альбит, цоизит, цеолит, эпидот, тремолит, актинолит, сфен). Наблюдается общая приуроченность родингитов к полям разломов, к полям брекчий гипербазитов. Отмечается генетическая связь кальциево-силикатных метасоматитов с дайками габбро, ассоциирующих с гипербазитами. Образование метасоматитов обусловливается высвобождением большого количества кальция при серпентинизации, который в составе гидроокисных вод поступает в породы, отличающиеся более высоким относительно гипербазитов содержанием кремнезема (более 45 %), где неизбежно начинается реакция с образованием кальциево-силикатных минералов. Морфология тел метасоматитов отвечает форме исходных пород или они образуют самостоятельные жилы и линзы мощностью от сантиметров до первых метров и длиной первые метры, чаще же приурочены к контактам пород основного состава с гипербазитами и их брекчиями в зонах интенсивного дробления. Полиминеральные метасоматиты характеризуются неравномерной пятнистой окраской и сложными метасоматическими структурами. С родингитами связаны проявления поделочных камней – нефрита, тремолита, а также ювелирного демантоида. В родингитах отмечается рудное золото до 98,6 г/т [309].

Листвениты – кварцево-карбонатные породы, обычно приуроченные к тектоническим нарушениям, по которым происходило внедрение гипербазитов. Процесс лиственитизации более поздний по отношению к серпентинизации гипербазитов. Развитие лиственитов и связанных с ними пород происходило на контакте литологически контрастных пород вдоль систем и отдельных трещин, а также в относительно мощных (от первых десятков до первых сотен метров) зонах дробления и расланцевания в серпентинитах, где повышена проницаемость для углекислых растворов, вызывающих лиственитизацию. Структурная приуроченность зон лиственитизации к тектоническим нарушениям определяет морфологию тел метасоматитов, обычно имеющих формы линзовидных тел. Размеры их – до 20–60 × 100–400 м. Листвениты развиваются, как правило, по серпентинитам, поэтому они наследуют их структурные и текстурные особенности. В апосерпентинитовых лиственитах часто наблюдается зональность. Так, на полуостровах Маметчинский, Елистратова и Куюльском массиве апосерпентинитовые лиственитизированные породы имеют следующую зональность: антигоритовые серпентиниты, антигорит-карбонатные породы, тальк-хлорит-карбонатные породы, тальк-карбонатные породы, кварц-карбонатные листвениты (серые), зеленые листвениты, состоящие из кварца (15–30 %), брейнерита, фуксита с небольшим количеством пирита и гематита [147]. Листвениты ассоциируют с кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м. По генезису выделяются кварцевые жилы двух типов: а) возникшие при лиственитизации и связанные с переотложением кремния; б) образовавшиеся позднее лиственитизации и наложенные на листвениты. Более поздними являются также кварц-карбонатные и карбонатные прожилки.

Карбонатизированные породы развиваются преимущественно среди брекчий гипербазитов. Формируются карбонатно-серпентинитовые брекчии вдоль локальных зон повышенной трещиноватости. В Куюльском массиве наблюдаются линзовидные тела таких брекчий с параметрами 50–500 × 300–3000 м.

В Маметчинском массиве такие брекчии прослеживаются вдоль всей западной и северо-западной границы.

Сульфидизированные породы распространены незначительно и приурочены к зеленокаменно измененным вулканитам кингивеевской свиты нижнего мела. Параметры – до первых десятков метров квадратных. Содержат пирит, халькопирит, пирротин, марказит, арсенопирит.

С процессами становления интрузий раннемелового приохотского и ранне-позднемелового пенжинского гранитоидных комплексов связаны роговики, скарны, грейзены.

Роговики повсеместно распространены вокруг массивов гранитоидов. В ближней зоне экзоконтакта (20–30 м) развиты кварц-биотитовые, пироксен-биотитовые, кварц-кордиерит-биотитовые, андалузитовые роговики, развивающиеся по осадочным породам карбона–триаса. В более удаленной зоне они сменяются пятнистыми роговиками. По эффузивам развиты пятнистые роговики.

Скарны высокотемпературные, представлены амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми и гранатовыми разностями. Они образуют линзовидные и пластообразные тела мощностью 0,2–2 м, протяженностью первые десятки метров. Амфиболовые и пироксеновые скарны темно-серо-зеленые спутанно-волоконистые и массивные по осадочным и вулканогенным карбон-пермским образованиям в бассейне р. Гилленга. Гранатовые скарны развиты менее широко и встречаются лишь в ближней зоне экзоконтактов интрузивов. Это серо-зеленые мелкозернистые породы с зеленым гроссуляром (30–60%). Развиваются по существенно карбонатным прослоям в карбон-пермских образованиях в бассейне р. Тыкловаам.

Грейзены, относящиеся к среднетемпературным метасоматитам, чаще концентрируются в эндоконтактах гранитных интрузий. Значительная часть кварцево-жильных образований сопровождается грейзенизацией. Среди грейзенов встречаются крупнокристаллические гематит-мусковит-кварцевые, тонкозернистые кварцитовидные, мусковит-кварцевые с турмалином, турмалин-кварцевые разности. Зоны грейзенизации имеют мощность 5–10 м и протяженность до 1 км. Грейзены часто образуют жилообразные тела, с которыми связаны различная рудная минерализация, в первую очередь молибденовая и серебряно-полиметаллическая.

Со становлением гранитоидов ранне-позднемелового пенжинского комплекса связаны поля метасоматитов в верховьях рек Кегали, Куйвиеем, на площади Кегалинского рудного узла [356]. Метасоматиты здесь развиты преимущественно по нижне-верхнемеловым вулканитам чайвавееской свиты. Они представлены двумя основными группами – вторичными кварцитами и пропилитами.

Пропилиты являются обычно внешней зоной массивов вторичных кварцитов, но встречаются и самостоятельно. Уверенно различаются две разности: кварцевые эпидозиты и хлорит-гематит-цеолитовые с опалом и карбонатом. Кварцевые эпидозиты характерны в оторочках зон вторичных кварцитов. Они сложены примерно равным количеством кварца и эпидота и цоизита. Хлорит-гематит-цеолитовые с опалом и карбонатом пропилиты слагают крупную зону (0,1 × 8 км) в истоках р. Тыкловаам. В зонах интенсивной тре-

щиноватости наблюдается густое прожилкование до первых метров. Состав прожилков хлорит-опаловый, хлорит-опал-карбонатный, гематит-цеолит-карбонатный.

Вторичные кварциты наиболее широко проявлены на площади Кегалинского узла, в верховьях рек Тыкловаам, Кегали, Якваам, где выявлены значительные по своим параметрам зоны кварц-гидрослюдистых метасоматитов, в осевых частях которых присутствуют адуляр-кварц-гидрослюдистые фации. Интенсивный метасоматоз и, как следствие, формирование многочисленных золотоносных жил и жильно-прожилковых зон связан со становлением гранитоидных интрузий пенжинского комплекса и энергичной гидротермально-флюидной «пропаркой». Кварц-гидрослюдистые, нередко с карбонатом, изменения образуют широкие (до нескольких сот метров) и протяженные (до 1–2 км) зоны северо-северо-восточного простирания. При образовании данного типа метасоматических изменений остаются «свежими» калиевые полевые шпаты, а плагиоклазы альбитизируются. Отмечается тенденция увеличения площадей развития метасоматитов кварц-гидрослюдистого типа с севера на юг, что может объясняться увеличением уровня эрозионного среза в том же направлении. С приближением к центральным (осевым) частям зон метасоматитов карбонаты постепенно исчезают, а альбит замещается калишпатом (адуляром). В итоге породы превращаются в микрозернистый агрегат кварца и калишпата с порфиробластовыми выделениями последнего. Ширина зон околорудных адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов варьирует в широких пределах, составляя в среднем 10–30 м, достигая максимальных значений 50 м. В центральных частях зон вторичных кварцитов встречаются и монокварциты, состоящие на 90 % из кварца и примеси серицита, мусковита, рудного минерала.

В осевых частях адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов расположены мощные и протяженные адуляр-кварцевые и адуляр-карбонат-кварцевые жилы, жильные зоны, несущие промышленное золото-серебряное оруденение. Жилы протяженностью до 1–3 км при мощности основной жилы до 6 м. Во всех случаях текстура, структура и вещественный состав жильных тел непостоянны и изменяются как по простиранию, так и падению. Проявлены преимущественно адуляр-карбонат-кварцевые жилы с колломорфно-полосчатой, брекчиевидной и каркасно-пластинчатой текстурой. Структура жильных образований обычно микрокристаллическая, мелкозернистая, крустификационная или радиально-лучистая. В маломощных жилах и прожилках адуляр образует характерную зальбандовую оторочку, состоящую из мелких (до 5 мм) ромбических кристалликов, а в мощных жилах представлен рассеянной вкрапленностью или образует полосчатые (почковидные) выделения в халцедоновидном микрозернистом кварцевом агрегате. На более глубоких горизонтах увеличивается количество карбоната и в то же время уменьшается и затем полностью исчезает адуляр. На глубине 50–100 м от поверхности скважинами вскрыты существенно кварцевые и карбонат-кварцевые жилы мощностью несколько метров. Адуляр в виде хорошо раскристаллизованных выделений присутствует в качестве второстепенного минерала. Структура кварца становится более крупнозернистой, но микрозернистые и скрытокри-

сталлические разности продолжают присутствовать. Сохраняются и коллоидно-полосчатые текстуры, однако преобладают массивные.

В зонах разломов в нижне-, ниже-верхнемеловых породах тылхойской и окланской свит часто наблюдается развитие метасоматически измененных тектонических брекчий. В зоне Анадырского глубинного разлома на северо-восток по долине р. Инмоква брекчии слагают крутопадающие изолированные линзы протяженностью от 250 до 1750 м при мощности от первых метров до 600 м. В обломках андезиты, в цементе гетеро-гранобластовый агрегат кристаллов андезин-олигоклаза. Количество цемента – от 30 до 70 %. Кроме того, агрегаты плагиоклаза выполняют сеть прожилков, гнезда и линзы. Здесь также развиты метасоматиты, генетически связанные с гранитоидами ранне-позднемелового пенжинского комплекса. Преобладают кварц-серицит-пиритовые метасоматиты, слагающие линзовидные тела размером 300×30 м, 1000×250 м. Наиболее мощная зона наблюдалась в бортах Инмоквы, выходя в северном направлении на водораздел с руч. Кедровый. Видимая мощность этой зоны – 2,5 км, протяженность – 10,5 км. В метасоматитах рудные минералы представлены пиритом, редко линзочками галенита. Метасоматический процесс в целом здесь завершается карбонатизацией пород с образованием карбонатных жил и прожилков [340].

В тылхойской и окланской свитах нижнего и нижнего–верхнего мела в верховьях рек Хайоклан, Оклан, Романиха развиты зоны пропилитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов; жилы и жильные зоны, штокверки (до 0,2 км²), сложенные в основном кварцем. Присутствуют также адуляр, карбонат, хлорит, эпидот, турмалин. Рудные минералы – золото, серебро, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфосоли серебра. С гидротермалитами связано серебряно-золотое оруденение. Пропилитизация является дорудным процессом и с ней парагенетически ассоциирует разнообразная минерализация (Pb-Zn, Cu-Zn, Au-Ag). Аргиллизиты занимают наиболее высокий уровень в метасоматической колонне и свидетельствуют о незначительном эрозионном срезе.

Широко развиты метасоматиты и гидротермалиты в нижнемеловых вулканитах усовского и ниже-верхнемеловых окланского комплексов на площади Сергеевского серебряно-золотого месторождения. Здесь выделяются ороговикованные, пропилитизированные, аргиллизированные, окварцованные породы, околожильные метасоматиты, жильные образования.

Ороговикование генетически связано со становлением интрузий гранодиоритов пенжинского комплекса раннего–позднего мела; гранитов, гранодиоритов, диоритов мургальского комплекса раннего мела. Зоны ороговикования имеют мощность от 40–50 до 250–300 м. Наиболее интенсивно ороговикованы породы в пределах 10–15 м в экзоконтакте. Здесь образуются пироксеновые, биотит-пироксеновые, биотит-актинолитовые роговики, в которых первичные породы устанавливаются с трудом.

Пропилитизированные породы развиты широко. Пропилитизации в разной мере подвержены почти все вулканиды и субвулканические тела. Пропилитизация площадная, но в отдельных случаях наблюдаются линейные зоны пропилитов. В развитии пропилитов в пределах рудного поля намечается некоторая закономерность, связанная, вероятно, с существующим тепловым по-

лем вокруг центральной колонны фильтрующихся гидротермальных растворов. Вблизи контактов интрузий, в зонах крупных долгоживущих разрывных нарушений наблюдаются пропилиты эпидот-актинолитовые. Наиболее широко, подчеркивая границы рудного поля, развиты пропилиты эпидот-хлоритовые. Локально, в пределах месторождения, развиты пропилиты хлорит-карбонатные.

Аргиллизированные и окварцованные породы имеют локальное развитие и приурочены почти исключительно к кислым породам – гранит-порфирам. Изменения обычно незначительные, реликты первичных пород сохраняются. Изменения выражены в осветлении пород за счет замещения плагиоклазов альбитом, серицитом, каолинитом и за счет окварцевания основной массы.

Околожильный метасоматоз выражается в окварцевании, адуляризации. Мощность зон околожильных изменений зависит от передробленности пород, наличия оперяющих трещин, мощности кварцевых жил, длительности формирования жил и колеблется от первых метров до первых см. Наибольший интерес представляет адуляризация, так как с ней связаны рудные интервалы жил. Околожильная адуляризация проявляется только в связи с продуктивными стадиями минерализации и не наблюдается около безрудных жил.

Жильные образования – кварцевые, адуляр-кварцевые, карбонат-кварцевые жилы, локализованные в разрывных тектонических нарушениях. По условиям формирования большая часть жил относится к жилам выполнения, имеющим четкие геологические границы с вмещающими породами. Лишь небольшая часть является жилами замещения с нечеткими геологическими границами.

Метасоматические изменения развиты и в верхнемеловых комплексах пород ушканьинской толщи, эссоевской, ватынской свиты, коряжской серии.

Для осадочных пород ушканьинской толщи характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация и пиритизация. В бассейне р. Правая Кондырева такие метасоматиты приурочены к зонам дробления по разломам. Наиболее широко развиты кварц-серицитовые брекчии по северо-восточному разлому, по которому заложилась долина р. Правая Кондырева. Ширина зоны – 100–150 м, протяженность по отдельным обнажениям – до 4 км. Метасоматические преобразования здесь генетически связаны с многочисленными субвулканическими интрузиями кварцевых диорит-порфиритов, андезитов, дациандезитов кытыймского эоценового комплекса, прорывающих ушканьинскую толщу. Наиболее интенсивно изменены сами субвулканициты. В зависимости от соотношения кварца и слюды породы иногда переходят в монокварциты. В серицитизированных и окварцованных породах наблюдаются многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки. С кварц-карбонатными прожилками часто ассоциирует пирит. В серицитизированных и окварцованных породах установлены: золото до 20 г/т, серебро до 3,4 г/т, молибден до 0,003 %, медь до 0,04 %, свинец до 0,03 %. Хлоритизация и пиритизация более характерна для пород ушканьинской толщи. Наиболее крупные зоны их развиты вдоль разломов в неправильных и линейно-вытянутых формах в верховьях Хелоковчан, Бунтуна, Кондырева, Правой Кондырева. Породы зеленые с хлоритом, серицитом, кварцем с частыми прожилками пирита. По анализам установлено золото (до 0,1 г/т), серебро (2,2 г/т), медь (0,1 %). Все эти мета-

соматиты являются источниками золота в россыпях Хиузно-Ушканьинского руднороссыпного района.

Вулканогенно-осадочные породы эссоеемской свиты находятся в зоне Ванэтатского разлома. Кроме того, они прорваны субвулканическими интрузиями долеритов этого комплекса. В зоне разлома наблюдаются брекчии пород свиты, сцементированные кварц-карбонатными прожилками с сульфидами. Метасоматические изменения выражаются в карбонатизации, окварцевании, аргиллизации, лиственитизации пород. При окварцевании развиваются кварц, гидрослюда, серицит, хлорит. Лиственитизация приводит к образованию кварц-карбонат-хлоритовых пород с примесью серпентина, талька, хромшпинелидов, ильменита, апатита.

Кремнисто-вулканогенно-терригенные породы ватынской свиты и туфо-генно-терригенные породы корякской серии подвержены метасоматическим процессам, вследствие нахождения этих подразделений в зонах Ванэтатского, Вывенского, Куюлваямского глубинных разломов, Ирунейско-Ватынского надвига и оперяющих их второстепенных разломов с оперяющими их трещинами. Важную роль в развитии метасоматических процессов сыграли также интрузии Вывенского дунит-клинопироксенит-габбрового позднемелового комплекса, интрузии гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров корякского плутонического комплекса эоцена. Песчаники, алевролиты, аргиллиты корякской серии изменениям подверглись главным образом в зонах нарушений. Так, минерализованная зона в пределах Айнаветкинського серебряно-оловорудного узла, в зоне пересечения Ванэтатского и Куюлваямского разломов имеет протяженность 1,8 км, ширину – 20 м. Представлена она кулисообразно сочетающимися жилами и зонами прожилкования сульфидно-хлорит-кварцевого состава. Выделяются также минерализованные брекчии, мелкопрожилковые, полисульфидные, «рыхлые» руды:

- минерализованные брекчии – обломки песчаников, алевролитов, кварца в кварц-хлоритовом цементе с вкрапленностью сульфидов и касситерита;

- мелкопрожилковые руды, тяготеющие к зальбандам брекчий и соответствующие им по составу;

- «рыхлые» руды представляют собой обломки минерализованных брекчий и мелкопрожилковых руд, сцементированных глинистым материалом и лимонитом.

Пиритизированные породы встречены преимущественно в эндо- и экзоконтактах габбро позднего мела. Это вытянутые зоны с рассеянной минерализацией пирита, иногда с добавлением арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита). Пиритизация проявляется и в виде прожилков, но реже. Появляются в этом процессе и эпидот, хлорит, карбонат. Локализуется медная минерализация и убогая золотая.

Есть сведения, что с позднемеловыми габбро-клинопироксенит-дунитовыми Сейнавским и Гальмознанским массивами связаны зоны роговиков шириной до 300 м, в то же время указывается, что массивы представляют собой автохтон [284]. Это взаимоисключающие наблюдения и мы на них не останавливаемся.

В палеогеновых образованиях метасоматические изменения проявлены в основном в вулканических комплексах эоцена – потатгытгынском базальт-

трахибазальтовом, кытыймском базальт-андезитовом, говенском базальт-трахибазальтовом; в велолныкском андезит-дацит-риолитовом комплексе эоцена–олигоцена и пылгинском плутоническом базальт-монцонитовом комплексе этого же возраста. В потатгытгынском комплексе метасоматические изменения низкотемпературные и представлены пропилитизированными, окварцованными породами, пропилитами, вторичными кварцитами, аргиллизитами, кварцевыми и карбонатными жилами и зонами прожилкования.

Интенсивно метасоматические изменения проявлены на площади Ичигинского серебряно-золоторудно-россыпного узла, сложенного преимущественно покровными и субвулканическими образованиями велолныкского комплекса. Метасоматиты представлены пропилитами, вторичными кварцитами, аргиллизитами, окварцованными, пиритизированными породами. Они развиваются в породах велолныкской свиты в зонах разрывных нарушений, в экзо- и эндоконтактах субвулканических интрузий андезитов, диорит-порфиритов, дацитов, риолитов. Субвулканические интрузии в апикальных частях изменены до вторичных кварцитов с рудоносными кварцевыми жилами и зонами прокварцевания. На самом Аметистовом серебряно-золотом месторождении большим развитием пользуются адуляр-кварцевые, кварцевые, карбонатные жилы и жильные зоны общей протяженностью свыше 26 км и вертикальным размахом до 500 м.

Пылгинский габбро-монцонитовый комплекс характеризуется тем, что с ним связано скарнирование(?) пород говенской свиты эоцена. Процессы скарнирования выражаются в образовании хаотично расположенных жил, прожилков, гнезд, зон прожилкования, линзообразных тел кварц-амфибол-полевошпатового и магнетит-актинолитового составов, причем, последние формируют жилообразные тела мощностью до 2 м [80]. Их состав – альбит, кварц, актинолит, магнетит, пирит, в подчиненных количествах присутствуют эпидот, флюорит, апатит. Рудная минерализация в магнетит-актинолитовых образованиях представлена магнетитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, ковеллином, киноварью, иногда с ураном и торием.

Большим развитием пользуются метасоматические образования в миоцене. Они характерны только для ветроваямского андезитового вулканического и малетойваямского монцонит-диоритового плутонического комплексов.

Метасоматиты относятся к контактово-метасоматическому классу, отрядам кислотных и основных метасоматитов, низкотемпературным семействам и представлены вторичными кварцитами, аргиллизитами, пропилитами. Генетически они связаны с субвулканическими и плутоническими интрузиями ветроваямского и малетойваямского комплексов, пространственно приурочены к Чеинской, Вилиенской, Онтинской, Малетойваямской, Сээрваямской ВТС и являются продуктами деятельности кислых гидротермальных систем. Метасоматиты развиваются преимущественно по породам ветроваямской свиты, имеют место и автometасоматические процессы в вышеуказанных интрузиях. Вторичные кварциты образуют в плане вытянутые овальные, амебообразные с извилистыми границами поля от первых десятков метров квадратных до 4–36 км². Наиболее крупными являются Малетойваямское (30 км²) и Сээрваямское (36 км²) поля. В строении полей наблюдается зональность. От

центра к периферии полей монокварциты сменяются алунитовыми, кварц-серицит-каолиновыми кварцитами. Внешние части зон сложены аргиллизитами и пропилитами. С учетом минеральных типов зональность показана в табл. 2 [103].

Таблица 2

Зональность вторичных кварцитов

Зоны от центра к периферии	Минеральные типы
Монокварциты	Монокварцитовый Опалитовый Серномонокварцитовый
Алунитовые вторичные кварциты	Алунитовый Серноалунитовый
Кварц-серицит-каолиновые вторичные кварциты	Диккитовый Серицитовый
Аргиллизиты	Гидрослюдисто-глинистый Монтмориллонитовый
Пропилиты	Хлорит-карбонатный Эпидот-хлорит-карбонатный

Границы между метасоматитами и вмещающими породами постепенные – по смене минеральных ассоциаций.

Монокварциты (до 90 % кварца) образуют вытянутые вдоль разломов тела длиной до 1,5–4 км и шириной до 100–150 м или овальные залежи диаметром до 3 км, образованные по проницаемым для гидротерм породам. Поры в монокварцитах (до 5 мм) заполнены серой, алунитом, диккитом, баритом, лейкоксеном и рутилом. Опалиты имеют в составе одинаковое количество кварца и опала. В опалитах присутствуют лейкоксен, рутил, иногда алунит, барит, диккит.

Алунитовые кварциты развиваются по периферии зон монокварцитов или образуют с ними единые тела, иногда слагают самостоятельные небольшие массивы. Состоят из кварца и алунита. Присутствуют халцедон, лейкоксен, барит, диккит, гематит, в серных разностях – до 20–25 % серы.

Диккитовые кварциты содержат до 70 % кварца и диккита до 10–20 %, а также серу, пирит. Присутствуют лейкоксен, барит, галлуазит, каолин, гипс, марказит.

Аргиллизиты окаймляют зоны вторичных кварцитов. В их составе отмечены гидрослюды, глинистые минералы (каолин и монтмориллонит), кварц (до 20 %), оксиды железа, рудные минералы.

Пропилиты образуют полосы шириной до первых сотен метров и протяженностью на десятки км вокруг полей кварцитов и аргиллизитов. Выделяются хлорит-карбонатные и эпидот-хлорит-карбонатные разности. Метасоматические процессы, по-видимому, начались после затухания эксплозивной деятельности первых вулканов и продолжались длительное время. В настоящее время гидротермальные системы находятся в стадии затухания, о чем свидетельствуют имеющиеся холодные сероводородные источники.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа расположена в переходной от континента к океану области северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса и входит в юго-восточную оконечность Омолонского массива, Верхояно-Чукотскую складчатую и Корякско-Камчатскую покровно-складчатую системы. Верхояно-Чукотская включает Тайгоносско-Мургальскую складчатую зону, Корякско-камчатская – Приохотско-Укэляятскую складчатую, Пенжинско-Анадырскую и Камчатско-Олюторскую покровно-складчатые зоны.

Значительную часть территории листа занимают акватории мегавпадины Охотского и Берингова морей. К первой относится Западно-Прикамчатский континентально-шельфовый бассейн, ко второй – унаследованная наложенная шельфовая зона Олюторско-Литкенского бассейна.

Важное значение в формировании структур территории имеют разрывные нарушения различного характера, направления и протяженности.

Следует отметить, что сложность и специфичность геологического строения региона определили и различные подходы к его тектоническому районированию. Создано большое количество тектонических схем, нередко с неоднозначной трактовкой границ и рангов структурных подразделений, а в ряде случаев – с разным пониманием их природы и этапности формирования [42, 68, 83, 124, 200, 305].

За последние десятилетия появились работы, посвященные аккреционной тектонике [74]. В 2000 г. была опубликована Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 (редакторы Н. А. Богданов и В. В. Хаин), авторы которой также большое значение придают аккреционно-коллизийным процессам [124]. Геологами ОАО «Камчатгеология», ВСЕГЕИ, ГИН и ИФЗ при проведении средне- и крупномасштабного геологического картирования и тематических исследований было показано, что большая роль принадлежит процессам, обусловившим формирование покровно-складчатых структур в Камчатско-Олюторской и Пенжинско-Анадырской зонах. В ряде случаев образование последних связывается со структурами растяжения, к плечам которых они приурочены. В настоящее время появляется все больше данных, обосновывающих значительную роль процессов рифтогенеза на разных этапах геологической истории региона, включая акватории окраинных морей [100, 131, 170].

В разрезе геологических образований площади листа по степени дислоцированности и метаморфических преобразований выделено семь структурных

этажей, разделенных региональными несогласиями, соответствующих эпохам геологического развития: докембрийский, ордовик-пермский, триас-верхнеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, нижнемеловой–нижнеэоценовый, среднеэоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый. В последнем из них выделено два яруса: нижний средне-верхнемиоценовый и верхний плиоценовый. Этажи и ярусы разделены перерывами в осадконакоплении и несогласиями, установленными или предполагаемыми по степени дислоцированности пород, резкому различию их состава и степени метаморфических преобразований.

Первый (докембрийский) структурный этаж фрагментарно вскрывается в северо-западной части площади листа в бассейнах рек Гыленга, Кукваям, Парень, Колымак и Авекова. В центральной части площади листа (верховья рек Харитоня и Малый Упупкин), а также в приустьевой части р. Коневаям к первому структурному этажу отнесены верхнепротерозойские породы и прорывающие их интрузивные образования ганьчаланского дунит-гарцбургит-габбрового плутонического комплекса. В акватории Пенжинской губы к нему относятся верхнепротерозойские образования акустического фундамента. Нижнюю часть этажа (северо-запад территории листа) слагают породы пургоносской и косовской серий, представленные гранат-биотитовыми, пироксен-биотитовыми, гранат-двупироксеновыми, биотит-двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами, основными кристаллосланцами; верхняя часть сложена глаукофановыми, лавсонитовыми, кварц-пироксеновыми, кварц-актинолитовыми сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками, метаморфизованными базальтами, распространенными в центральной части территории; интрузивные породы представлены дунитами, перидотитами и габбро. Предполагается, что акустический фундамент также представлен дунитами, перидотитами и габбро позднепротерозойского возраста.

Метаморфические породы пургоносской и косовской серий изменены процессами гранитизации и превращены в послонные мигматиты с широким распространением послонных, реже секущих жил пегматитов вблизи контактов интрузий. Помимо гранитизации, породы подверглись динамотермальному метаморфизму. Широко проявлены процессы диафтореза (кристаллизация голубовато-зеленой роговой обманки, эпидота, хлорита, альбита, мусковита, реже граната и т. д.) [234]. Породы дислоцированы в различной степени: наряду с мелкой напряженной складчатостью наблюдаются пологие углы падения (10°) и брахискладки. Отложения ильпинейской свиты совместно с образованиями ганьчаланского комплекса интенсивно тектонизированы с формированием тектонических пластин.

Второй (ордовикско-пермский) структурный этаж сложен осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями хинантыкульской, куюлпильской, оленинской, буюндинской, харитонинской, базовской, ючугейской, высокогорской свит, магивеевской, федоровской, идикигиченской, упупкинской, юлговаямской и ауланджинской свит, ильновевской, омчиканджинской, куювиханьявской, свободненской, гыленгинской, кечичминской толщ. Породы этажа на разных участках территории листа дислоцированы в различной степени. Особенно интенсивно дислоцированы породы в Пенжинском хребте и на участке Таловских гор, где они расчешуены много-

численными надвигами на множество пластин, соприкасающихся с пластинами раннемеловых образований.

В северо-западной части площади листа породы второго этажа участвуют в строении осадочного чехла Омолонского массива, который представлен терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона–верхней перми. Породы осадочного чехла смяты в брахи-, реже линейные складки с углами падения слоев на крыльях $10\text{--}25^\circ$ и размахом последних $0,5\text{--}4,0$ км. Складки имеют субширотную и северо-западную ориентации. Фрагменты таких складок – моноклинали.

Третий (триасово-верхнеюрский) структурный этаж фрагментарно вскрывается в западной и северо-западной частях листа. Для него характерен вулканогенно-осадочный разрез. Наряду с терригенными породами, значительную роль играют вулканогенные образования. Породы этого этажа залегают несогласно на нижележащих образованиях. Его слагают породы июльской, ачаквеевской, гореловской, мингаузинской, связующинской, спрутовской, внутреннинской, среднинской и гырьянгинской свит. Вулканические комплексы представлены тумминским щелочно-базальтовым и тальновеевским трахидацит-трахиандезитовым юрского возраста.

Породы этажа характеризуются сложными складчато-глыбовыми деформациями. В крупных блоках наблюдаются фрагменты крутых (размах крыльев до $6\text{--}8$ км) антиклинальных и синклинальных складок субширотного и северо-восточного простираний с падением крыльев под углами $40\text{--}60^\circ$. Их осложняют мелкие асимметричные складки с размахом крыльев до $2,5$ км и углами падения до 70° , а также продольные и поперечные разломы, разбивающие складки на блоки. В зонах разломов породы рассланцованы или брекчированы, по плоскостям срывов наблюдаются зеркала скольжения и зоны дробления пород.

Четвертый (верхнеюрско-нижнемеловой) структурный этаж образован терригенными отложениями, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями верхнеюрско-нижнемелового (титон–альб) возраста, залегающими несогласно на подстилающих породах. В состав этого этажа входят озернинская толща, никлекуюльская, кингивеевская, мялекаснская, эльгякчанская, вануонская, тылаккрыльская, кармаливаямская, коячанская, тихореченская, рябинкинская, ненеитская, кегалинская, ичевеевская и кедровская свиты, раннемеловые теланский, усовский, виллюйкинский, хайокланский и тылхойский вулканические комплексы.

Образования четвертого этажа дислоцированы по-разному, особенно интенсивно – в междуречье Таловка–Белая, где они вовлечены совместно с протерозойскими и палеозойскими образованиями наряду с куюльским габбро-дунит-гарцбургитовым комплексом в тектонический меланж. Породы расчленены серией надвигов на многочисленные пластины [6, 64, 137]. В западном и северо-восточном направлениях степень дислоцированности пород довольно быстро уменьшается. Юго-западнее р. Таловка в Маметчинских и Таловских горах раннемеловые осадочные породы слабо дислоцированы с образованием крупных складок, углы падения на крыльях которых составляют в основном $10\text{--}35^\circ$. Вулканогенные образования кингивеевской свиты, по-

мимо пликативных дислокаций, подвержены слабому метаморфизму в зеленосланцевой фации.

В западной части листа породы дислоцированы с образованием складок, падение слоев на крыльях которых составляет 35–45, реже 50–60°, в зонах разломов – до вертикального. Породы разбиты многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений на многочисленные блоки, вмещающие интрузивные образования таловского, бебеканского, яринского, приохотского, мургальского и восточнотайгоносского плутонических комплексов.

Пятый структурный этаж объединяет нижнемеловые–нижнеэоценовые (альб–ипр) морские и прибрежно-морские терригенные отложения коряжской серии, маметчинской, пенжинской, быстринской, ушканьинской, пиллалваямской, геткилнинской, вальенской, унэльской, иночвиваямской, камчикской, ткапроваямской, оммайской и кыланской свит, вулканогенно-терригенные образования южноильпинской свиты, образования нижневерхнемеловых, верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых: чайваеемского, шайбовеемского, ильваеемского, окланского, макковеемского, атвуеемского, ирунейского, ватынского, ачайваямского, эссовеемского вулканических комплексов, ивтыгинского, потатгытгынского и соответствующего им южноильпинско-кыланского сейсмокомплекса, терригенные угленосные, туфо-терригенные и вулканические породы акустического фундамента.

Пятый структурный этаж залегает с резким угловым несогласием на подстилающих образованиях. Несогласная граница четко фиксируется в основании ранне-позднемеловой маметчинской свиты, а также в основании покровных фаций чайваеемского, шайбовеемского, ильваеемского и окланского вулканических комплексов также ранне-позднемелового возраста.

Северо-восточнее р. Белая позднемеловые породы этажа смяты в линейные крутые складки. Углы падения составляют 30–50°, иногда достигая 60–70°, в зонах разрывных нарушений – до вертикального падения. Породы разбиты протяженными северо-восточными разрывами на узкие блоки. В верховьях рек Айнын и Мамет позднемеловые осадочные отложения залегают полого, и почти не затронуты разрывной тектоникой; углы падения пород составляют в основном 20–30°, редко достигая 40–45°.

В северо-западной части листа вулканогенные образования ОЧВП залегают полого, углы наклона пород колеблются от 5 до 20° и отражают скорее всего первичное залегание лавовых потоков и вулканокластических пород. Породы вмещают интрузивные образования ранне-позднемеловых и позднемеловых пенжинского, северо-тайгоносского, кубавеемского и нибарченского вулканических комплексов.

Осадочные отложения коряжской серии, ватынской, ачайваямской и ирунейской свит интенсивно дислоцированы, смяты в крутые линейные складки с падением пород на крыльях 30–75°, на значительных участках меланжированы, разбиты вертикальными разрывами и надвигами на блоки и прорваны интрузиями вывенского, энынговаямского и атвенаямского плутонических комплексов позднемелового и позднемелового–палеоэоценового возрастов.

Верхняя часть пятого структурного этажа юго-восточной части листа сложена вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями палеоэо-

раннеэоценового (ипр) возраста. Породы смяты в линейные довольно крутые (от 20 до 45–50°) складки, разбиты на блоки вертикальными разрывными нарушениями северо-восточного (преимущественно) и северо-западного направлений.

На восточном побережье Пенжинской губы морские осадочные отложения палеоцен-раннеэоценового возраста пятого структурного этажа (унэльская и оммайская свиты) залегают несогласно на подстилающих образованиях, в том числе на серпентинитовом меланже [139]. Породы смяты в крутые линейные складки с падением на крыльях 30–55°.

Шестой (среднеэоцен-нижнемиоценовый) структурный этаж залегают несогласно на нижележащих образованиях и объединяет среднеэоцен-нижнемиоценовые морские отложения пальматкинской, килакирнунской, гаилхавиланской, иргирнинской, авековской, ратэгинской, мыса Астрономического, алугинской, южнинской, пахачинской и амитгынской свит; морские терригенные и кремнисто-терригенные отложения, соответствующие килакирнунскому, снатолюско-гаххинскому, пальматкинско-авековскому, алугинско-пахачинскому, южнинско-амитгынскому, утхолокско-кулувенскому сейсмокомплексам; образования среднеэоценовых и эоцен-олигоценых говенского, кытыймского, велолныкского и кинкильского вулканических комплексов. Они вмещают интрузивные тела пылгинского и корякского плутонических комплексов.

Породы дислоцированы по-разному; обычно они смяты как в акватории, так и на суше в пологие линейные складки с углами падения на крыльях 10–25°. В зонах разрывов и вблизи них углы падения пластов достигают 35–55°. Породы вулканических комплексов залегают субгоризонтально или с небольшим наклоном потоков лав и туфов, указывающим на их первичное залегание. Довольно интенсивно дислоцированы породы этого этажа в юго-восточной части площади листа, где они разбиты разрывами северо-восточного и северо-западного направлений на узкие линейные блоки, в пределах которых они смяты в антиклинальные и синклинальные узкие линейные складки с падением пород на крыльях 20–30, нередко до 50–70°.

Седьмой (среднемиоцен-плиоценовый) структурный этаж отделен угловым несогласием от всех нижележащих этажей и разделен на два яруса: нижний (средне-верхнемиоценовый) и верхний (плиоцен-четвертичный в акватории Олюторско-Литкенского бассейна).

Нижний (средне-верхнемиоценовый) структурный ярус сложен морскими отложениями ильинской, медвежжинской, какертской, гитгитваамской, этолонской, эрмановской, классической, куйбивеевской, кляваямской и соколовской свит; морскими терригенными, кремнисто-терригенными отложениями, соответствующими ильинско-какертскому, кляваямско-гитгитваамскому, этолонскому и эрмановскому нерасчлененным, куйбивеевско-соколовскому и корфско-классическому сейсмокомплексам; вулканогенными образованиями ветроваямского комплекса, прорванными интрузиями малетойваамского комплекса.

Породы слабо дислоцированы, залегают субгоризонтально или смяты в пологие линейные складки с падением пород на крыльях 5–10, редко 20–25°. Покровные образования ветроваямского вулканического комплекса, как пра-

вило, залегают горизонтально, и только вблизи разрывных нарушений углы падения пластов и потоков достигают 40–45°.

Верхний ярус (плиоценовый) сложен континентальной молассой (энемтенская свита), осадочными породами ранекской и имповеемской толщ, лимитываемско-ольховским и имповеемско-ранекским сейсмокомплексами. Породы верхнего яруса залегают горизонтально.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ТЕРРИТОРИИ

На площади листа выделены структуры первого и второго порядков. К структурам первого порядка отнесены Тайгоносский выступ Омолонского массива, антиклинории, поднятия, прогибы, рифты, вулканогенные пояса и зоны рифтогенных систем, Охотско-Чукотский вулканический пояс. К структурам второго порядка относятся Маметчинская мульда и вулканотектонические структуры; кроме того, выделены по геофизическим данным погребенные блоки Омолонского массива, Тайгоносского выступа, Окрано-Гореловское погребенное поднятие, блоки Таловско-Майнского поднятия, впадины. Описание структур, развитых на площади листа, приведено в порядке их расположения в направлении с северо-запада на юго-восток.

Омолонский массив

На территории листа находится юго-восточная окраина массива, почти полностью закрытая образованиями ОЧВП. Юго-восточная граница его установлена по гравиметрическим данным. Материалы гравиметрических съемок показывают, что для массива наиболее характерен мозаичный структурный рисунок локальных аномалий, а для прилегающих с юго-востока складчатых образований типичны линейные гравитационные аномалии [200]. Исходя из этого, юго-восточная граница Омолонского массива проведена не по Анадырскому разлому, как предполагали предшественники [68], а по Орловско-Микинскому глубинному разрывному нарушению, ограничивающему с северо-запада линейные складчатые структуры [200].

Знакопеременный мозаичный характер магнитного поля в пределах массива определяется главным образом широко распространенными вулканогенными образованиями ОЧВП, интрузивными и субвулканическими телами разного состава и возраста [200]. По характеру гравитационного поля в массиве выделены Кегалинский, Верхне-Пенжинский и Мургалский погребенные блоки.

Кегалинский блок расположен в северо-западной части листа. Восточная граница его совпадает с северной частью Шайбовеемского глубинного разлома, имеющего северо-восточное простираие. Чехол массива выходит на поверхность в южной части блока и представлен терригенно-карбонатными породами карбон-пермского и триасового* возрастов. В целом они слабо дислоцированы, образуют брахискладки с пологими углами падения (10–25°)

*С. Е. Априлков и Г. И. Декина относят палеозойско-раннемезозойские отложения к образованиям чехла массива, т. к. они не отличаются особыми мощностями и дислоцированностью.

пород, фрагменты таких складок – моноклинали. Большая часть блока перекрыта вулканитами ОЧВП. Кегалинский блок отличается спокойным отрицательным гравитационным полем, уровень которого составляет -50 мГал. Отчетливо прослеживаются гравитационные ступени северо-западного направления. По результатам плотностного моделирования мощность земной коры Кегалинского блока превышает 40 км (см. схему глубинного строения).

Верхне-Пенжинский блок на юго-востоке ограничен Анадырским глубинным разломом северо-восточного простирания, на северо-западе – Шайбовеемским, а на юге – Юлговаямским разломом. Терригенно-карбонатные отложения чехла пермско-триасового возраста распространены в северо-западной, центральной и юго-восточной частях блока. Остальную часть блока перекрывают вулканиты ОЧВП разных состава и возраста. Верхне-Пенжинский блок отличается спокойным слабоотрицательным гравитационным полем, уровень которого повышается в восточном направлении. В целом уровень поля этого блока выше уровня Кегалинского блока на 20 мГал и составляет -30 мГал. Локальные аномалии, среди которых преобладают минимумы, имеют различную ориентировку. Однако обращает на себя внимание большое количество элементов поля силы тяжести (ступени, преобладающая направленность изоаномал и т. д.) северо-западного простирания, которые, по-видимому, связаны с разрывными нарушениями и отражают строение более глубоких горизонтов [200].

Мургальский блок расположен в краевой (юго-восточной) части Омолонского массива. Он вытянут в северо-восточном направлении и ограничен на северо-западе Анадырским, на юго-востоке Орловско-Микинским и на юге Юлговаямским разломами, отраженными хорошо выраженными гравитационными ступенями. Блок характеризуется слабоотрицательным полем силы тяжести (от -10 до 0 мГал), в юго-восточной части поле понижается до -30 мГал. В отличие от других блоков массива, здесь не вскрываются отложения осадочного чехла и кристаллического фундамента. Площадь блока занимают ранне-, ранне-позднемиеловые и позднемиеловые интрузии основного, среднего и кислого состава, вулканиты ОЧВП. Породы покровных вулканогенно-осадочных фаций вулканических комплексов в бассейне р. Ниньчех (левый приток р. Хиузная) смяты в линейные, нередко изоклиальные асимметричные и опрокинутые складки протяженностью до $15-20$ км с размахом крыльев $3-6$ км и углами падения $20-70^\circ$. Осевые поверхности опрокинутых складок наклонены на юго-восток под углами от 40 до 80° . Изоклиальные и опрокинутые складки сопровождаются серией надвигов с падением плоскостей сместителей на юго-восток. Надвиговая зона состоит из серии тектонических чешуй шириной от первых сотен метров до первых километров [38, 172, 200].

Мощность земной коры в пределах поднятия оценивается в 38 км. Происхождение надвигов связывается с развитием Пареньско-Пенжинского рифта в эоцене.

Тайгоносский выступ

Выступ расположен в западной части площади листа, ограничен с запада Анадырским, с юго-востока Орловско-Микинским, а с северо-востока – Юлговаямским разломами. Юго-западная часть выступа расположена за пределами площади листа [200].

Гравиметрические материалы позволяют рассматривать Тайгоносский выступ как блок краевой части Омолонского массива. Он отличается от основной части массива тем, что практически не закрыт вулканитами ОЧВП. На значительной его части обнажены архейское кристаллическое основание и отложения осадочного чехла, что и позволяет считать его выступом Омолонского массива. Выступ характеризуется также более высоким уровнем гравитационного поля по сравнению с Кегалинским блоком массива.

В северной части Тайгоносского выступа выделяются два блока северо-восточного простирания – *Ичевеемский* и *Подкова*, разделенные Анадырским разломом. Геологическое строение их сходно. В обоих блоках вскрываются отложения кристаллического фундамента и чехла, а также на небольшой площади – вулканиты ОЧВП. Развиты и интрузии гранитоидов мелового возраста. Однако уровень поля силы тяжести в блоке Подкова почти на 30 мГал выше, чем в Ичевеемском блоке.

Породы кристаллического основания имеют субширотное, северо-восточное простирание с падением слоев на северо-запад под углами до 50°. Внутренняя структура осадочного чехла, прорванного многочисленными интрузиями гранитоидов и разбитого сетью тектонических нарушений, характеризуется развитием антиклинальных и синклинальных складок, которые имеют симметричное строение и размах крыльев до 7 км с углами падения 25–55°. На крыльях развиты складки высших порядков с размахом крыльев в первые сотни метров и углами падения 20–30°. Оси складок ориентированы в субширотном направлении [48, 121, 200].

Колымак-Пареньский блок расположен в центральной части выступа и имеет общее широтное простирание. Блок сложен архейскими метаморфическими породами и, терригенно-карбонатными отложениями карбона и перми. Значительную часть его площади занимают меловые интрузии. В целом для блока характерен повышенный уровень поля силы тяжести (до +10 мГал). Отдельные локальные аномалии обусловлены телами габброидов и гранодиоритов в поле развития осадочных отложений чехла.

Авековский блок, расположенный в крайней западной части выступа, характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля (от 6 до –12 мГал). Мощность земной коры составляет здесь около 40 км. Блок сложен гнейсами фундамента, осадочными отложениями чехла карбон-пермского возраста и меловыми интрузиями гранитоидов. Метаморфические породы на севере блока имеют северо-западное, субмеридиональное простирание, на юге – северо-восточное, углы падения – 10–30, иногда до 80°. На правом берегу р. Авекова отмечены фрагменты синклинальных складок с размахом крыльев до 8 км. Часто, особенно на юго-востоке блока, отмечаются зоны катаклаза, расщепления, милонитизации [121].

Северо-Тайгоносский синклиорий

На площади листа расположено северо-восточное окончание синклиория. Основная часть его прослеживается за пределами площади листа в юго-западном направлении на п-ове Тайгонос вдоль западного побережья Пенжинской губы. С северо-запада синклиорий ограничен Пареньско-Пенжинским рифтом, с северо-востока – акваторией Пенжинской губы, на юго-востоке по надвику соприкасается с Южно-Тайгоносским антиклинорием. Протяженность его – 75 км при ширине 15–20 км. Северо-западное крыло синклиория сложено породами идикигиченской и гореловской толщ перми, среднинской, гырьянгинской свит и внутреннинской серии юры, рябинкинской свиты раннего мела. Породы, слагающие синклиорий, разбиты разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений на блоки, смяты в складки высших порядков с падением пород на крыльях 40–50°. Протяженность складок – до первых десятков километров, ширина – 5–10 км. Породы синклиория вмещают интрузии северо-тайгоносского габбро-гранодиорит-гранитового plutонического комплекса [68, 118].

Южно-Тайгоносский антиклинорий

Антиклинорий надвинут с юго-востока на Северо-Тайгоносский синклиорий. К его ядру приурочен протяженный восточно-тайгоносский раннемеловой диорит-гранодиорит-гранитовый plutонический комплекс. Ядро антиклинория сложено осадочными породами базовской свиты раннекаменноугольного возраста, северо-западное крыло – позднеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями гырьянгинской свиты и вулканитами теланского андезит-базальтового вулканического комплекса раннемелового возраста. Юго-восточное его крыло перекрыто водами Пенжинской губы и неогеновыми отложениями куйбивеевской и имповеевской толщ. Породы северо-западного крыла антиклинория смяты в крутые складки высших порядков с падением пород на крыльях 40–60° и разбиты многочисленными разломами на блоки [68, 118].

Утхолокский прогиб

На площади листа расположено северное замыкание прогиба, прослеживающееся на 100 км при ширине 62 км в пределах акватории Пенжинской губы Охотского моря. Осадочный чехол прогиба сложен отложениями снатольско-гаххинского, утхолокско-кулувенского и ильинско-какертского сейсмокомплексов, формирующих шестой и нижний ярус седьмого структурных этажей. Отложения этолонско-эрмановского и энемтенского сейсмокомплексов существенно размыты. Мощность осадочного чехла – до 2400 м. Акустический фундамент прогиба сложен разновозрастными гетерогенными образованиями второго(?)–пятого структурных этажей. Структура прогиба осложнена системой субмеридиональных и субширотных разрывов и сопряженных с ними пологих складок. Гравитационное поле слабодифференцированное положительное. Магнитное поле полосовое с северо-восточным про-

стиранием изолиний, положительное, интенсивное (300–800 нТл), относительно плавное, отдельные интенсивные максимумы до 1600 нТл – по видимому, вызванные, как и гравиметрические, вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, вмещающими интрузии ультраосновного, основного и среднего состава и перекрытыми осадочным чехлом.

В пределах прогиба выделена по гравиметрическим и магнитометрическим данным Наклонная впадина, расположенная в его юго-западной части и заполненная отложениями ильинско-какертского сейсмокомплекса, представленного песчаниками, конгломератами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоаргиллитами, углями мощностью около 1000 м [200].

Хайрюзовский антиклинорий

Антиклинорий разграничивает Утхолокский прогиб и Парапольский рифт. Его протяженность в пределах площади листа – 100 км при ширине от 30 до 50 км, простирание северо-восточное. Северо-западное крыло антиклинория скрыто водами Пенжинской губы, где оно сложено породами акустического фундамента, перекрытого отложениями снатольско-гаххинского и утхолокско-кулувенского сейсмокомплексов. Отложения последнего выходят на поверхность дна. Акустический фундамент сложен гетерогенными образованиями широкого возрастного диапазона – от мела до раннего олигоцена. Его поверхность регистрируется на глубинах до 0,9 км и характеризуется сглаженным рельефом. На побережье антиклинорий сложен осадочными отложениями геткилнинской, камчикской, ткаправаямской свит.

В поле силы тяжести антиклинорий характеризуется положительными значениями от 30 до 10 мГал, плавно уменьшающимися в юго-восточном направлении. Аномальное магнитное поле характеризуется значениями от 0 в северной части антиклинория до –300 нТл в южной.

Породы, слагающие юго-восточное крыло антиклинория, смяты в складки северо-восточного простирания. Складки большей частью крутые линейные, нередко асимметричные и опрокинутые на северо-запад и юго-восток. Наиболее крупные складки достигают 3–4 км в поперечнике и до 15–20 км в длину, углы падения на крыльях 30–40, нередко до 60–70°. Породы юго-восточного крыла разбиты продольными и поперечными разрывами, амплитуда перемещения по которым достигает первых сотен метров [135].

Таловско-Майнское поднятие

Поднятие протягивается от западного побережья Пенжинской губы до верховьев р. Майн. С северо-запада оно ограничено Пареньско-Пенжинским рифтом, с юго-востока – Куюльско-Парапольским глубинным разломом. В него входят Пенжинский хребет, Маметчинские горы и восточная часть п-ова Елистратова. Гравитационное поле под Пенжинским хребтом полосовое положительное интенсивностью от 8 до 16 мГал (в экстремумах до 30 мГал) относительно плавное с северо-восточной ориентировкой изолиний и узких линейных локальных максимумов в центральной части полосы; в Маметчинских горах – относительно плавное малой интенсивности (от 4 до

–4 мГал). Локальные минимумы вытянуты в субмеридиональном направлении, амплитуды – до 20 мГал. Магнитное поле преимущественно отрицательное малой интенсивности, на отдельных участках близкое к нулю или слабоположительное плавное, с хаотичным рисунком изолиний.

Таловско-Майнское поднятие сложено в основном терригенными породами, в гораздо меньшей мере – вулканогенно-осадочными образованиями, присутствующими в осадочных толщах в виде пачек, пластов туфов и отдельных потоков эффузивов. Возраст пород поднятия охватывает интервал от валанжина до маастрихта включительно.

По особенностям геологического строения и геофизическим данным в Таловско-Майнском поднятии выделены следующие блоки.

Елистратовский блок расположен в восточной части одноименного полуострова, сложен меловыми вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными породами кингвеевской, мялекасынской, тылакрьльской, маметчинской и быстринской свит. Интрузивные породы представлены гипербазиитами и габбро ганычаланского и куюльского комплексов. Гравитационное поле интенсивное (до 30 мГал) положительное, плавное в центре блока и высокоградиентное в краевых частях. Максимумы связаны с телами габбро, которые на глубине имеют, очевидно, более значительные параметры, чем на дневной поверхности. Наиболее значительный максимум интенсивностью до +60 мГал явно очерчивает интрузию габбро, выходы которой фиксируются в районе мыса Елистратова и о. Второй. Такого же рода аномалия (до 48 мГал) приурочена к выходам габбро на о. Третий и мысе Сомнения. За пределами этих выходов габбро уровень поля резко падает до –30–35 мГал [200].

Породы интенсивно дислоцированы и разбиты разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений на блоки, углы падения пластов составляют 20–35, нередко 50–60° [49].

Валижгенский блок (или Валижгенское поперечное поднятие) расположен на восточном побережье Пенжинской губы. Нижняя часть разреза блока сложена породами вулканогенной кингвеевской свиты, осадочными и туфогенно-осадочными породами мялекасынской, тылакрьльской, кармаливаямской и тихореченской свит, верхняя часть – породами кедровской, маметчинской, пенжинской и быстринской свит. Для свит нижней части разреза, включая тихореченскую, характерно присутствие туфов основного и среднего, редко кислого состава. В состав мялекасынской свиты входят олистолиты песчаников, известняков, кварцитов, зеленых сланцев девонского возраста, а тылакрьльской – олистостромы, конглобрекчии, серпентинитовые песчаники и гравелиты, гипербазитовые брекчии*, олистолиты гипербазитов, песчаников,

*О генезисе гипербазитовых брекчии имеется несколько мнений. Представления о вулканическом происхождении кластических ультрамафитов п-ова Валижген впервые были высказаны Г. Г. Кайгородцевым [63], затем получили дальнейшее развитие в работах А. Ф. Михайлова [108] и В. Ф. Белого [18, 19]. Последний весь комплекс кластических и массивных ультрамафитов рассматривал в качестве эксплозивных и пирокластических образований, гиалокластитов, лав и субвулканических тел, связанных с формированием крупной вулканоструктуры горы Длинная и отдельных мелких вулканических центров. Следует отметить, что А. Ф. Михайлов, как и В. Ф. Белый, выделял также и вулканогенно-осадочные разновидности кластиче-

туфопесчаников, туфов, известняков, кремней юрского, триасового, пермского и девонского возраста. Породы довольно интенсивно дислоцированы, смяты в складки северо-восточного и субмеридионального направлений с падением пород на крыльях 25–35, нередко до 55–80°. Размах крыльев складок составляет от сотен метров до первых километров. Широко развиты нарушения сбросового, взбросового, реже надвигового характера. Простираения их обычно совпадают с простираениями складчатых структур, по которым они развиты. Многие разрывные нарушения приурочены к сводам антиклинальных структур [110, 139].

Маметчинский блок представляет собой мульду. Находится он между Валижгенским блоком и Хайрюзовским антиклинорием (его северо-восточным окончанием), на западе граничит с Рифовской впадиной. Характеризуется относительно спокойными тектоникой и гравитационным полем.

Мульда сложена альб-сеноманскими отложениями маметчинской свиты, залегающими трансгрессивно с угловым несогласием на раннемеловых образованиях. Выше пород маметчинской свиты согласно залегают верхнемеловые терригенные отложения пенжинской, быстринской и пиллалваямской свит. Общая мощность пород, слагающих мульду, – 4150 м. В плане мульда имеет форму треугольника. Породы смяты в протяженные антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного и субмеридионального направлений, протяженность которых – от 10 до 45 км, размах крыльев – от 2–3 до 10–12 км, углы падения крыльев составляют 10–35°.

Куюльский блок расположен к востоку от Валижгенского и прослеживается от верховьев р. Ганычалан до верховьев р. Малый Упупкин. Блок отличается надвигово-чешуйчатым строением, характеризующимся нагромождением чешуй (пластин), сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами меловых толщ. Присутствуют пластины пород пермского возраста и содержащие глыбы известняков с фауной девонского возраста, тектонические клинья пород пермского и триасового возраста. В се-

ских ультрамафитов, которые образовались, по их мнению, в результате переотложения и перемыва исходного вулканического материала в зоне прибрежного мелководья.

Другая группа исследователей связывает образование кластических ультрамафитов с тектонической переработкой интрузивных гипербазитов на месте внедрения либо в результате тектонического перемещения. Так, Ю. А. Колясников и Л. Л. Красный [71] рассматривали все эти ультрамафиты в качестве «гравитационного покрова» – тектонического отторженца ультраосновного массива, перемещенного более чем на 100 км с формированием в процессе движения разнообломочных гипербазитовых брекчий. С процессами тектонического кластеза при формировании «пакета тектонических чешуй» связывает образование ультрамафитовых брекчий и песчаников и Л. И. Кравченко [266], а Г. Е. Некрасов [118, 119] считает эти образования олистостромами.

Позднее Г. В. Пинус и В. В. Велинский [34] высказали предположение, что гипербазитовые брекчии и ассоциирующие с ними серпентинитовые породы образовались при тесном сочетании тектонических процессов, морской абразии и морских течений.

По мнению Б. А. Марковского [290], гипербазитовые кластиты образовались в результате автомагматического брекчирования и термального дробления практически закристаллизованного, но не остывшего гипербазитового материала при его внедрении в неконсолидированные осадки и при взаимодействии с морской водой. И, наконец, Э. С. Алексеев [190, 192] вообще рассматривает нижнюю часть тылакрьльевой свиты как мощный олистостромовый горизонт.

верной части блока пластины сложены породами верхнего протерозоя (ильпинейская свита), ордовика (хинантыкульская, куюлпильская и оленинская свиты), карбона (харитонинская свита), гипербазитами и габбро ганычаланского и куюльского плутонических комплексов [6].

Куюльский блок четко выражен в гравитационном поле, уровень которого здесь является наиболее высоким в Таловско-Майнском поднятии (до 40 мГал), а обрамляющие блок гравитационные ступени свидетельствуют о тектонических контактах блока с более молодыми образованиями. Магнитное поле блока полосовое северо-восточного простирания интенсивное (200–500 нТл), внутри – полосы с кулисообразно расположенными цепочками локальных максимумов северо-северо-восточного простирания интенсивностью до 1000 нТл и более. Следует подчеркнуть, что ганычаланские габброиды и гипербазиты по намагниченности резко отличаются от куюльских: первые практически не выражены в магнитном поле, а куюльские гипербазиты прекрасно прослеживаются по положительным аномалиям [200].

Понтонейский блок расположен северо-восточнее Куюльского блока, четко очерчен положительной аномалией силы тяжести интенсивностью 20 мГал. Тектонические ограничения блока фиксируются гравитационными ступенями. Изоаномалы ориентированы в северо-восточном направлении. Магнитное поле характеризуется преимущественно слабоотрицательными линейными аномалиями, отображающими, как и аномалии гравитационного поля, северо-восточную ориентировку структуры.

Породы Понтонейского блока представлены вулканогенно-осадочными образованиями высокогорской свиты раннего карбона и терригенными отложениями тихореченской и кедровской свит раннего мела, несогласно перекрытыми отложениями маметчинской свиты альб-сеноманского возраста и согласно залегающей на последней позднемеловой пенжинской свиты. Породы смяты в систему линейных складок северо-восточного простирания, кулисообразно расположенных относительно друг друга. Падение крыльев складок колеблется от 30 до 60°, протяженность их – 10–15 км. Иногда размах их крыльев ограничен вертикальными разломами северо-восточного направления.

Леквеемский блок расположен в крайней северо-восточной части Таловско-Майнского поднятия. От Понтонейского блока он отличается преимущественным развитием меловых отложений. Внутренняя структура блока представляет собой антиклинальную складку северо-восточного простирания. Размах крыльев складки – 15–16 км, протяженность – около 40 км. Ядро ее сложено позднеюрско-раннемеловыми терригенными породами никлекульской свиты, крылья – осадочными породами мялекасынской свиты и несогласно ее перекрывающей терригенной кедровской свитой. Последняя также несогласно перекрывается осадочными отложениями маметчинской свиты альб-сеноманского возраста. Падение пород на крыльях складки колеблется от 20 до 40°. Антиклиналь разбита продольными субпараллельными вертикальными разрывами на линейно вытянутые блоки шириной до 4–5 км и более.

Блок характеризуется пониженным близким к нулевому уровню гравитационного поля. Магнитное поле преимущественно отрицательное малой ин-

тенсивности, на отдельных участках близкое к нулю или слабоположительное плавное с хаотичным рисунком изолиний.

Наиболее высокий уровень гравитационного поля (до +20 мГал) – над Упупкинским блоком*. Это связано, по-видимому, с неглубоким залеганием пород, подобных породам, слагающим Куюльский блок, плотность которых превышает плотность нижнемеловых отложений на 0,1–0,2 г/см³. Далее к северо-востоку (по р. Эссовею) уровень поля над Таловско-Майнским поднятием падает (0–4 мГал), что, скорее всего, связано с увеличением мощности нижнемеловых отложений. Поле в наиболее широкой северо-восточной части поднятия отличается спокойным характером, что свидетельствует, видимо, о простом строении территории. Нарастание уровня поля в поднятии происходит уже за пределами восточной границы площади листа [200].

Хелнинский блок расположен в акватории у западного побережья Пенжинской губы и простирается от п-ова Елистратова в северо-северо-восточном направлении. В своде блока на поверхности морского дна вскрыт акустический фундамент, сложенный гетерогенными образованиями второго(?)–пятого структурных этажей. В результате структурной перестройки в плиоцен-четвертичное время отложения пальматкинско-авековского, южнинско-амитгынского и куйбывеевско-соколовского сейсмокомплексов структурные этажи (шестой и нижний ярус седьмого) были размыты, а отложения имповеевско-ранекского сейсмокомплекса, по-видимому, не накапливались. В поле силы тяжести блок характеризуется линейной положительной гравитационной аномалией интенсивностью до 20 мГал. Изодинамы магнитного поля имеют дискордантный характер по отношению к простираению структуры. В центральной части выделяется линейная зона положительных аномалий интенсивностью до 400 нТл, простирающаяся в юго-западном направлении вдоль западного борта Рифовской впадины. В краевых частях Хелнинского блока магнитное поле отрицательное интенсивностью до –300 нТл.

Рифовская впадина расположена в северной части Пенжинской губы и ограничена на севере Хелнинским, на западе Елистратовским блоком, а на востоке граничит с Валижгенским поднятием и Маметчинской мульдой. Простирается она в субмеридиональном направлении на 100 км при ширине 28–42 км. Осадочное выполнение впадины представлено имповеевско-ранекским, куйбывеевско-соколовским, клявямско-гитгитваамским, южнинско-амитгынским и пальматкинско-авековским сейсмокомплексами (шестой и седьмой структурные этажи), общая мощность отложений которых превышает 4500 м. Впадина представляет собой грабенообразную структуру, восточный борт которой предположительно контролируется субмеридиональным разрывом. В строении впадины наблюдается асимметрия. Осевая зона среднеэоцен-раннеолигоценового прогибания смещена к западу, о чем свидетельствует увеличение мощности пальматкинско-авековского сейсмокомплекса в этом направлении. В позднеолигоцен-миоценовое время ось прогибания сместилась в восточном направлении.

*Площадь Упупкинского блока перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями, поэтому нет данных о его внутренней структуре.

Структура впадины осложнена тремя брахисинклиналями, ядра которых выполнены отложениями верхнего структурного яруса. В южной части впадины расположена антиклиналь, имеющая сложную историю развития. В среднеэоцен-раннеолигоценовое время она развивалась как конседиментационная структура, затем испытала интенсивные постседиментационные деформации во время плиоценовой перестройки. Углы крыльев складок не превышают 10° . Вероятно, строение впадины значительно сложнее, но слабая изученность не позволяет понять его детальнее.

Поле силы тяжести дифференцированное: в северной части впадины отрицательное: до -20 мГал, в южной – положительное: до 30 мГал, что связано с присутствием в составе акустического фундамента образований ганьчаланского дунит-гарцбургит-габбрового комплекса протерозоя. Для магнитного поля характерна та же тенденция, что и для гравитационного, разброс значений: от -400 до 500 нТл.

Ветвей-Укэлятское поднятие

Поднятие расположено в юго-восточной части площади листа и прослеживается в пределах полосы шириной от 35 до 75 км в северо-восточном направлении от р. Ветвей до восточной рамки листа и далее за его пределы. С северо-запада поднятие ограничено Ванэатским разломом, на юго-востоке – Вывенским, на юго-западе – Малетойвямским, затем Куюлвямским разломами.

Ветвей-Укэлятское поднятие хорошо выражено в геофизических полях. Гравитационное поле отрицательное средней интенсивности (от -8 до -14 мГал) плавное, имеет локальные относительные максимумы и минимумы, вытянутые в северо-восточном направлении с амплитудой 10 мГал. Магнитное поле преимущественно отрицательное малой интенсивности, на отдельных участках близкое к нулю или слабopоложительное плавное с хаотичным рисунком изолиний. Такой характер геофизических полей свидетельствует об относительно простом тектоническом строении. Поднятие сложено на площади от Ванэатского глубинного разлома до Ирунейско-Ватынского надвига довольно однообразными монотонными терригенными породами корякской серии позднемелового возраста, имеющими мощность 2500 м.

В центральной части поднятия расположен Ватынский тектонический покров (50×15 км), сложенный вулканогенными породами ватынской серии и ачайвямской свиты, прорванными интрузиями вывенского дунит-клинопироксенит-габбрового плутонического комплекса. Гравитационное поле покрова отрицательное средней интенсивности (от -8 до -14 мГал) плавное. Локальные относительные максимумы и минимумы, вытянутые в северо-восточном направлении с амплитудой до 10 мГал, вызваны интрузивными телами вывенского комплекса.

В аллохтоне Ирунейско-Ватынского надвига прослеживается в северо-восточном направлении полоса шириной от 5 до 12 км вулканогенно-кремнистых верхнемеловых пород ватынской серии и ачайвямской свиты, прорванных мелкими интрузивными телами основного и среднего состава энынгвямского диорит-габбрового плутонического комплекса. Гравитаци-

онное поле аллохтона положительное интенсивностью 20–40 мГал градиентное с узкими локальными линейными максимумами в центральной части, вызванными интрузивными телами. Магнитное поле аллохтона положительное очень интенсивное (200–700 нТл, в экстремумах до 1000 нТл) и очень дифференцированное с северо-восточным простиранием изолиний и цепочек локальных аномалий.

Ветвей-Укэляятское поднятие от Ирунейско-Ватынского надвига и далее на северо-запад до Ванэятского разлома сложено верхнемеловыми терригенными ритмичнослоистыми отложениями коряжской серии и представляет собой автохтон Ирунейско-Ватынского надвига. Отложения смяты в сложную систему изоклинальных складок с преобладающей северо-западной вергентностью. Более интенсивно складчатость проявлена в тонкообломочных отложениях, обладающих повышенной пластичностью. Здесь зачастую развита мелкая складчатость с размахом крыльев от первых до десятков метров. Шарниры складок в большинстве случаев субпараллельны фронту Ватынского надвига, что вызвано напряжениями, главная ось сжатия которых была ориентирована по нормали к простиранию надвига. Зачастую фиксируются складки волочения. В грубообломочных фациях складчатость проявлена менее интенсивно. Расшифровка внутреннего строения складчатых структур значительно усложняется интенсивно проявленной разрывной тектоникой. В отдельных тектонических блоках четко читаются фрагменты асимметричных антиклинальных и синклиналиных структур с углами падения пород на крыльях до 60–80°, размахом крыльев 2–4 км и протяженностью до 10–15 км. Нередко наблюдаются вертикальные падения пластов и их опрокинутые залегания [327].

По геофизическим данным, глубина залегания фундамента под флишоидными образованиями может достигать 8–9 км. При сравнительно небольших истинных мощностях флишоидных отложений в процессе горизонтального сжатия и шарьирования произошло тектоническое скупивание [200].

Строение Ветвей-Укэляятского поднятия осложнено широким развитием зон терригенного полимиктового меланжа. Ширина его выходов меняется от 4–5 до 8–10 км и зависит от условий залегания, степени дислоцированности и характера соотношений с элементами рельефа.

Лесновский антиклинорий

Антиклинорий расположен в юго-западной части площади листа, где обнажено его северо-восточное окончание протяженностью 25 км при ширине 20 км. Он перекрыт с западной стороны миоценовыми отложениями этолонской свиты, на севере и востоке – образованиями ветроваямского вулканического комплекса. В гравитационном поле антиклинорий характеризуется положительным полем малой–средней интенсивности (4–16 мГал) дифференцированным с хаотичным расположением локальных аномалий амплитудой до 10 мГал. Магнитное поле также положительное слабой–средней интенсивности (100–500 нТл) с изометричными слабыми аномалиями, вызванными скорее всего интрузиями основного состава малых размеров. В строении антиклинория принимают участие образования покровной фации ирунейского

базальтового вулканического комплекса, смятые в линейные крутые складки и прорванные интрузией габбро атвенайваемского комплекса позднемелового–палеоценового возраста. Углы падения пород на крыльях складок достигают 60–80°, размах крыльев – 2–3 км. Складки осложнены разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания [135].

Пылгинский антиклинорий

Пылгинский антиклинорий полностью занимает п-ов Говена и прибрежную северо-западную часть Олюторского залива. С Литкенским рифтом антиклинорий граничит по Карагинско-Пахачинскому разлому, с Восточно-Олюторским прогибом – по Говенскому разлому. В строении Пылгинского антиклинория участвуют вулканогенно-кремнистые породы ачайваемской свиты, вулканогенно-осадочные образования южноильпинской свиты, вулканы ивтыгинской и осадочные отложения иночвиваемской свиты палеоценового возраста; осадочные отложения кыланской свиты, вулканогенные образования потатгытгынского и говенского комплексов эоценового возраста и олигоценые терригенные отложения алугинской свиты. Породы антиклинория прорваны небольшими штоками пылгинского габбро-монзонитового, майваемского гранодиорит-плагиогранит-порфирикового и малетойваемского монзонит-диоритового комплексов палеогенового и неогенового возраста.

Гравитационное поле антиклинория высокоградиентное интенсивностью до 60 мГал северо-восточного простирания, в осевой части – цепочка локальных максимумов от 4 до 10–16 мГал. Магнитное поле положительное очень интенсивное (200–700 нТл, в экстремумах до 1000 нТл) и очень дифференцированное с северо-восточным простиранием изолиний и цепочек локальных аномалий.

В пределах антиклинория в северо-западной его части выделяется зона пологой складчатости, в юго-восточной части – зона интенсивной складчатости. Эти зоны разделены Потатским глубинным разломом.

Зона пологой складчатости характеризуется развитием брахиформных складок, ориентированных в северо-восточном направлении согласно общему простиранию структур. Ширина складок колеблется от 5 до 10 км, протяженность – до 15 км. Преобладающее падение слоев на крыльях составляет 5–20°, в зонах разломов достигает 75°.

Зона интенсивной складчатости охватывает водораздельную часть Пылгинского хребта и его юго-восточные отроги вплоть до побережья Олюторского залива и характеризуется развитием интенсивной изоклиальной складчатости и системы связанных с ней разрывных нарушений взбросового, надвигового и сдвигового характера с общей юго-восточной вергентностью структур. При этом наиболее древние отложения обнажаются в северо-западной части зоны, а самые молодые – в юго-восточной.

Породы Пылгинского антиклинория разбиты вертикальными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений на множество блоков. Амплитуда перемещения по ним составляет от десятков до первых сотен метров.

Восточно-Олюторский прогиб

Прогиб расположен в северо-восточной части Олюторского залива. Его протяженность в пределах листа 85 км, в юго-западном и северо-восточном направлениях прогиб простирается за его пределы. С запада по зоне разрыва северо-восточного простирания он граничит с Пылгинским антиклинорием, на востоке – с Беринговским антиклинорием. Осадочный чехол сложен терригенными, кремнисто-терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями южно-ильпинско-кыланского, килакирнунского, пахачинского, корфско-классического и лимимтэваямско-ольховского сейсмокомплексов, слагающими пятый, шестой и седьмой структурные этажи. Мощность осадочного чехла превышает 5500 м. Структура прогиба осложнена разрывами северо-восточного и северо-западного простираний. Среди разрывов северо-восточного направления превалируют взбросы с различным падением плоскостей сместителя. Разрывы северо-западного простирания – преимущественно сбросы с юго-западным падением сместителя. В гравитационном поле прогиб характеризуется положительными значениями интенсивностью до 50 мГал, с локальным минимумом 0–4 мГал, соответствующим наиболее погруженной (свыше 5,5 км) части прогиба в пределах листа.

Беринговский антиклинорий

Расположен он в юго-восточном углу листа вдоль бровки шельфа, разделяет структуры шельфовой зоны и склона глубоководной котловины и представляет собой линейную складчато-блоковую структуру северо-восточного простирания шириной около 20 км, в северо-восточном и юго-западном направлениях выходящую за рамку листа. Осадочный чехол сложен отложениями южноильпинско-кыланского, килакирнунского, алугинско-пахачинского, корфско-классического и лимимтэваямско-ольховского сейсмокомплексов, формирующими пятый, шестой и седьмой структурные этажи. Строение антиклинория определено системой взбросов северо-восточного простирания, часто со встречным падением сместителей и сопряженными с ними складками. Характерно резкое изменение амплитуды по простиранию разрывов. Вертикальная амплитуда нарушения на протяжении 10 км меняется с 2 до 0,6 км. Антиклинорий имеет длительную историю развития – отмечается увеличение степени деформаций в нижних секциях чехла, углы падения пород достигают 20°. Также следует отметить смещение зоны деформаций в восточном направлении от древних к молодым. В южной части на стыке с листом О-58 в его строении выделяется блок, испытавший амплитудное поднятие во время среднемиоценовой перестройки, длительное время представлявший собой денудированную сушу и только в плиоцен-четвертичное время перекрытый осадками. Для него характерно развитие взбросов только северо-западного падения. На соседнем листе этот блок выделен в ранге Пылгинского линейного поднятия. В поле силы тяжести антиклинорий характеризуется положительными значениями, возрастающими в восточном направлении от 40 до 80 мГал. Магнитное поле слабодифференцированное со значениями изодинам от 0 до 100 нТл.

НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Охотско-Чукотский вулканический пояс

Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс, представленный на площади листа Пенжинским сектором, является наложенной структурой на Омолонский массив, его чехол и Тайгоносско-Мургальскую складчатую зону. Пояс обладает отчетливой зональностью. На территории листа выделяются две зоны: внешняя, наложенная на структуры Омолонского массива, и внутренняя, перекрывающая Тайгоносско-Мургальскую зону [17]. Граница между ними приблизительно проводится между ранне-позднемеловыми и позднемеловыми вулканическими и интрузивными комплексами с одной стороны и раннемеловыми таковыми же комплексами – с другой. Во внешней зоне развиты хайокланский базальт-андезитовый, чайваеумский базальт-андезибазальтовый, шайбовеумский андезит-базальтовый, ильваеумский базальт-андезитовый, атвуеумский андезит-базальтовый, тылхойский дацит-риолитовый, макковеемский трахидацит-трахириолитовый и снежнинский риолит-дацитовый вулканические комплексы. Во внутренней зоне распространены теланский андезит-базальтовый и усовский базальт-андезит-дацитовый комплексы. В основании пояса развита предвулканогенная континентальная моласса – кегалинская и ненеитская свиты.

Установлены основные различия в строении внешней и внутренней зон ОЧВП. Во внешней зоне довольно широко развиты комплексы, в составе которых существенную роль играют кислые вулканиды в сложном сочетании с вулканидами основного и среднего состава. Вулканические комплексы внутренней зоны сложены преимущественно андезитами, андезибазальтами, базальтами и их туфами, кислые разности встречаются редко.

На территории листа вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканического пояса несогласно перекрывают образования фундамента и чехла Омолонского массива. Строение пояса подробно рассматривается в работах В. Ф. Белого [17, 18], Р. Б. Умитбаева [169], Н. И. Филатовой [173, 174], Е. Л. Лебедева [91], Н. Б. Заборовской [57], Л. М. Парфенова [130] и др.

Наибольшие разногласия вызывает определение возрастных границ вулканогенных образований пояса. В. Ф. Белый первоначально относил к его составляющим вулканиды от апта до нижнего палеогена включительно, позднее ограничил его формирование средним альбом–поздним сеноманом, а еще позже поднял верхнюю возрастную границу до сантона (возможно, до начала кампана) [22]. Многие исследователи придерживаются мнения о длительном развитии ОЧВП в течение всего мела [177] и даже с конца юры до палеогена включительно [167].

Авторами принимается точка зрения, согласно которой вулканиды ОЧВП формировались на протяжении раннего–позднего мела, начиная с готерива (усовский вулканический комплекс базальт-андезит-дацитовый) и заканчивая маастрихтским атвуеумским вулканическим комплексом андезит-базальтовым. Несогласное залегание вулканидов ОЧВП зафиксировано в основании усовской свиты – покровной фации усовского вулканического комплекса.

Формирование ОЧВП происходило в два этапа, первый из которых охватывает временной интервал с готерива до позднего альба. Этот этап ограничен снизу и сверху границами несогласного залегания. Нижняя несогласная граница, как было указано выше, установлена в основании покровной фации усовского вулканического комплекса, а сверху этапа – в подошве покровных фаций чайваедемского, шайбоведемского, ильваваамского и окланского комплексов альб-сеноманского возраста, относящихся к нижней части второго этапа. Это несогласие синхронно несогласному залеганию терригенных отложений маметчинской свиты также альб-сеноманского возраста. Второй этап продолжался с позднего альба до маастрихта включительно. Помимо перечисленных выше вулканических комплексов, сформированных на ранней стадии второго этапа, к нему относят снежинский риолит-риодацитовый, макковеемский трахидацит-трахириолитовый и атвуедемский андезит-базальтовый. Последний залегает несогласно на образованиях макковеемского комплекса.

Гравитационное поле северо-западной части ОЧВП глубоко отрицательное (от -40 до -60 мГал) с мозаичным рисунком локальной компоненты. Локальные относительные аномалии изометричной формы с амплитудами 2–6 мГал. В направлении на юго-восток глубоко отрицательное гравитационное поле переходит в отрицательное средней и малой интенсивности (от 0 до -18 мГал) с цепочками относительных локальных максимумов и минимумов, ориентированными в северо-восточном направлении. Амплитуда локальных аномалий – до 10–15 мГал.

Породы ОЧВП участвуют в строении четвертого и пятого структурных этажей и характеризуются слабой дислоцированностью. Пласты обломочных пород и потоки эффузивов залегают субгоризонтально или смяты в пологие складки с падением пород на крыльях 5–10, редко до 20–25°. Складчатые дислокации для вулканитов ОЧВП не характерны. Наклонные залегания вулканогенных образований часто отражают первичное центриклинальное залегание или устанавливаются в зонах разрывных нарушений. Более типичны для вулканических поясов, в том числе и для ОЧВП, структуры центрального типа или вулcano-тектонические структуры (ВТС), формирующиеся над магматическими очагами. По геологическим и геофизическим данным на площади листа в ОЧВП выделена серия таких структур.

Шайбоведемская ВТС расположена в истоках одноименной реки, сложена породами тылхойского комплекса дацит-риолитового раннемелового возраста. Диаметр структуры, выраженной в поле силы тяжести обширным изометричным минимумом, ограниченным довольно резкой градиентной зоной, достигает 35 км. Расчеты показывают, что мощность кислых вулканитов (туфы, игнимбриты дацитов, риодацитов и риолитов, дациты и риолиты), выполняющих кальдеру, достигает 2,4 км, а глубина зоны разуплотнения пород в пределах кальдеры составляет 8,3 км [200]. Пласты туфов и игнимбритов на периферии ВТС падают под углами 10–15°, ближе к центру залегают положе, а в центре – горизонтально.

Конгуассенская ВТС расположена в междуречье Малый Оклан–Конгуассен, имеет овальную слегка вытянутую в меридиональном направлении форму размером 32 × 27 км. Сложена она вулканитами среднего и кислого

составов, прорванными интрузиями гранитоидов, которые располагаются как на площади структуры, так и в ее обрамлении. Мощность вулканитов возрастает от периферии к центру структуры с 80 до 800 м [163].

Перегонная ВТС расположена в западной части площади листа в верховье р. Кегали. На территории листа располагается восточная часть структуры. Размеры ее с учетом западной части составляют 20×28 км, сложена она вулканитами чайвавеемской свиты [310].

Куйбавеемская ВТС расположена непосредственно к востоку от Перегонной и имеет размеры 15×25 км. Сложена она игнимбритами, риолитами, дацитами и их туфами тылхойской свиты и субвулканическими телами риолитов и дацитов, вытянутыми в субмеридиональном направлении. На периферии структуры развиты андезиты чайвавеемской свиты [310].

ВТС Кович расположена в западной части листа южнее ВТС Перегонная и Куйбавеемская. Она имеет изометричную форму диаметром 15 км, сложена андезитами чайвавеемской свиты, субвулканическими образованиями и гранитоидами пенжинского комплекса.

Тернистая ВТС расположена в западной части листа в верховье р. Якъяк-ваям, имеет овальную форму размером 25×17 км и ориентирована на северо-восток. Структура сложена андезитами чайвавеемской свиты и субвулканическими телами андезитов, выделена по геологическим данным, в поле силы тяжести четко не отражена.

ВТС Веер расположена в верховье р. Микина, в плане имеет форму круга, диаметр которого составляет 18 км. В районе одноименной горы вулканические покровы наклонены под углами $5-15^\circ$ от центральной части и выполаживаются на периферии. Развиты системы радиальных и дуговых разломов, к которым приспособляется речная сеть. В центральной части фиксируется отрицательное интенсивное (до -600 нТл) дифференцированное магнитное поле с хаотично расположенными отдельными небольшими относительными и абсолютными изометричными максимумами амплитудой от 100 до 1000 нТл и более. По геолого-геофизическим данным, ВТС Веер сложена вулканитами ранне-позднемеловой ильваваамской свиты, несогласно залегающей на терригенной ненеитской свите раннемелового возраста. Породы прорваны субвулканическими телами риолитов и интрузиями разного состава, не выходящими на дневную поверхность.

Охотско-Анадырская рифтогенная система

В палеогене вдоль континентальной окраины на границе Верхояно-Чукотской складчатой и Корякско-Камчатской покровно-складчатой систем сформировалась окраинно-континентальная рифтогенная система, впервые выделенная И. М. Миговичем и Е. Г. Песковым под названием «Охотско-Анадырская» [131]. Она представлена эшелонированными цепочками хорошо выраженных горстов и грабенов, выполненных осадочными и преимущественно наземными вулканогенными образованиями, формирующими крупные линейные ареалы и образующими в пределах площади листа две ветви, разделенные Таловско-Майнским поднятием. Одна из них, западная, соответ-

ствуется Пареньско-Пенжинскому рифту, другая, восточная, – Парепольскому [131, 291].

Пареньско-Пенжинский рифт

Рифт прослеживается от нижнего течения р. Пенжина на северо-восток до восточной рамки листа и далее за его пределы до р. Белая (приток р. Анадырь). От устья р. Пенжина рифт простирается в субширотном направлении до западной рамки листа и далее на юго-запад за его пределы. Протяженность Пареньско-Пенжинского рифта на площади листа составляет 360–370 км при ширине от 40 до 80 км. С севера, северо-запада и с юга, юго-востока он ограничен разломами.

В северо-восточной части рифта по геофизическим данным выделены Окрано-Гореловское погребенное поднятие, Кондыревская и Гильмиткинская впадины.

Окрано-Гореловское погребенное поднятие расположено вблизи юго-восточной границы Мургалевского блока и прослеживается в северо-восточном направлении. Незначительная часть поднятия располагается за пределами площади листа. Протяженность его – 62,5 км, ширина – 20 км. По данным МТЗ и ВЭЗ, мощность осадочных отложений на своде поднятия составляет 1–1,5 км [301]. Предполагаемый скачок плотности между перекрывающими отложениями и мезозойскими (а, возможно, и палеозойскими) породами составляет 0,15–0,20 г/см³. В пределах Окрано-Гореловского поднятия обособляются отдельные аномалии силы тяжести. При общем северо-восточном простирании аномальной зоны выделяются максимумы, фиксирующие поперечные поднятые блоки, ориентированные вкрест простирания основного поднятия. С контурами поднятия, отрисованными по гравиметрическим данным, совпадает широкая полоса преимущественно положительного, реже знакопеременного магнитного поля, совпадающего с полями эоценовых вулканитов кытыймского комплекса.

Кондыревская впадина является наиболее крупным структурным элементом Пареньско-Пенжинского рифта. Ей отвечает узкий вытянутый в северо-восточном направлении минимум силы тяжести (100 × 25 км), ограниченный ступенями с высоким градиентом силы тяжести, отражающими тектонические границы впадины. Интенсивность минимума – 10 мГал. Глубина залегания опорного электрического горизонта составляет 2,5–3,0 км. Мощность палеогеновых отложений составляет 800–1000 м, верхнемеловых – 2000 м [200].

В южной части Кондыревская впадина соединяется с Гильмиткинской впадиной (87,5 × 35 км), имеющей меридиональное простирание и выраженной одноименным минимумом силы тяжести асимметричного строения. Восточный край аномалии ограничен резким градиентом силы тяжести. Можно предположить, что впадина выполнена теми же верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, что и в Кондыревская впадина, только несколько меньшей мощности [200].

Пареньско-Анадырский вулканогенный пояс. Большая часть площади Пареньско-Пенжинского рифта сложена образованиями кытыймского ком-

плекса (Пареньско-Анадырский вулканогенный пояс), отложениями терригенных пальматкинской и авековской свит эоценового возраста, залегающими несогласно на подстилающих образованиях. Незначительную часть рифта слагают отложения олигоценовой южнинской свиты и миоценовых амитгынской и соколовской толщ. Плиоценовые отложения представлены осадочной ранекской толщей, перекрывающей несогласно подстилающие образования. Акваториальная часть рифта сложена осадочными отложениями имповемско-ранекского, куйбивеемско-соколовского, южнинско-амитгынского и пальматкинско-авековского сейсмокомплексов.

Общие особенности состава пород Пареньско-Анадырского вулканогенного пояса наиболее полно охарактеризованы Н. И. Филатовой [172, 173, 174], которая рассматривала их в качестве щелочно-базальтовой формации, при этом отмечала ограниченное присутствие в ее составе средних и кислых вулканитов, приуроченных преимущественно к нижним частям разреза. Однако имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о более сложном составе вулканических образований со сменой контрастных базальт (трахибазальт)-дацитовых разновидностей, в составе которых объединяются сложно чередующиеся базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, андезиты и дациты в различных количественных соотношениях.

По химическому составу породы относятся к нормальному и умереннощелочному рядам с калиево-натриевым типом щелочности при преобладании натрия над калием [121]. Общая мощность вулканогенных образований Пареньско-Анадырской зоны (кытыймский вулканический комплекс базальт-трахибазальт-трахиандезитовый) составляет 800 м.

Гравитационное поле над Пареньско-Анадырским вулканогенным поясом знакопеременное интенсивностью от -20 до 20 мГал (в экстремумах – до 30 мГал) дифференцированное, градиентное с кулисообразным расположением максимумов и минимумов. Магнитное поле преимущественно положительное интенсивное (500 – 1000 нТл) с отдельными изометричными участками отрицательных аномалий (до -200 нТл) дифференцированное и градиентное с преобладающим северо-восточным простираением цепочек относительных максимумов, соответствующих вулканогенным образованиям [200].

Парапольский рифт

Парапольский рифт прослеживается от среднего течения р. Пустая в северо-восточном направлении до восточной рамки листа (р. Эссоеем). Протяженность его – 400 км, ширина меняется от 25 до 60 км. В юго-западной части рифт выполнен несогласно залегающими молассовыми отложениями иргирнинской, ильинской, какертской, этолонской, эрмановской и энемтенской свит, общая мощность которых достигает 2000 м [135].

Парапольский рифт четко отрисовывается полосой отрицательного гравитационного поля с довольно резкими градиентными зонами по бортам, что, вероятно, свидетельствует о грабенообразном характере структуры, особенно южной ее половины, где при среднем уровне поля от -8 до -10 мГал резко выделяются глубокие минимумы, соответствующие наиболее опущенным частям рифта. Интенсивность минимума указывает на возможность присут-

ствия под неогеновыми отложениями палеогеновых образований, мощность которых может достигать 2000 м [200]. В некоторой степени этот вывод подтверждается данными теллурического зондирования, согласно которым глубина до опорного электрического горизонта, отождествляемого с кровлей верхнемеловых отложений, составляет 2 км [320].

Гравитационное поле северной части рифта менее выразительно, аномалии здесь расплывчаты и малоинтенсивны. О строении этой части грабена можно судить по данным электроразведки [364]. Профиль, пройденный по линии сел. Оклан–Хаилино, показывает, что рифт имеет незначительную глубину и выполнен миоцен-четвертичными отложениями мощностью менее 1 км. Магнитное поле знакопеременное малой интенсивности (от -100 до 100 нТл) с мозаичным расположением локальных максимумов и минимумов, группирующихся в изометричных участках.

Западнокамчатско-Корякский вулканогенный пояс. От горы Велолнык и далее на северо-восток к рифту Парапольскому приурочены образования Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса, выделенные в велолныкский вулканический комплекс андезит-дацит-риолитовый эоцен-олигоценного возраста и прорванные субвулканическими телами преимущественно кислого, редко среднего состава и интрузиями кислого состава корякского плутонического комплекса. В юго-западной части рифта на незначительной площади распространены вулканы покровной фации кинкильского комплекса (кинкильская свита).

Основными структурными единицами Западнокамчатско-Корякского пояса в пределах Парапольского рифта являются вулканотектонические структуры (ВТС) [200].

Аметистовая ВТС расположена на левобережье р. Ичигинываям и приурочена к зоне пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений, ее диаметр – 16 км. Тектоническим обрамлением структуры с юга служит система круто падающих к центру кольцевых разломов с радиусом кривизны около 12–13 км, хорошо выделяющихся на МАКС. Вулканоструктура сложена в основном андезитами, дацитами и туфами покровной фации велолныкского комплекса мощностью до 500 м. Центральная ее часть прорвана субвулканическими телами андезитов, диорит-порфиритов и дацитов. Породы в пределах ВТС при ее становлении претерпели интенсивные гидротермальные изменения вдоль трещин и разрывных нарушений. С ВТС генетически связаны образование Аметистового месторождения и ряд перспективных проявлений серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации. Широким развитием здесь пользуются линейная и штокверковая системы трещин, выполненных гидротермально измененными породами, несущими рудную нагрузку.

Фундаментом структуры являются интенсивно дислоцированные терригенные отложения корякской серии позднемелового возраста. По косвенным данным, амплитуда погружения пород фундамента ВТС оценивается в 700–750 м [327]. Гравитационное поле над ВТС положительное (4–8 мГал), магнитное – знакопеременное малой интенсивности с мозаичным расположением локальных максимумов и минимумов, образующих кольцевой рисунок.

Гилянская ВТС кальдерного типа диаметром 20 км занимает территорию в верховьях рек Куюл, Ичигинная и Гилянвая. Частично она обрамлена фрагментами кольцевых разломов с радиусом кривизны около 10 км. Структура сильно эродирована. В восточной ее части вскрываются поздне меловые флишеидные породы фундамента, занимающие более трети площади. Породы велолныкского комплекса, развитые в центральной и западной частях структуры, представлены кислыми эффузивами и единичными штоками риолитов, дацитов и андезибазальтов. Породы при становлении вулканической постройки гидротермально изменены вдоль трещин и разрывных нарушений и несут золото-серебряную нагрузку [327]. Из-за высокой степени эродированности Гилянская ВТС имеет малые перспективы на выявление промышленного золото-серебряного оруденения. Гравитационное поле над ВТС положительное (10–14 мГал), магнитное – отрицательное с локальными минимумами от –200 до –370 нТл.

Утваямская ВТС кальдерного типа охватывает бассейн р. Уннейвая и имеет эллипсоидальную в плане форму, вытянутую в северо-восточном направлении по длинной оси на 25 км, протяженность по короткой – 18–20 км. ВТС осложнена Ванэатским глубинным разломом северо-восточного простирания, в результате чего на юго-восточном приподнятом фланге вскрываются интенсивно дислоцированные породы фундамента. Этот блок характеризуется пологими склонами с абс. отм. 200–420 м. Северо-западной наиболее опущенной части кальдеры соответствует рельеф с относительно высокими (800–1000 м) хребтами, расчлененными дугообразными глубокими долинами. В геофизических полях центральной части структуры соответствует линейное слабоотрицательное гравитационное поле интенсивностью от –2 до –6 мГал. В строении собственно кальдеры участвуют вулканы покровной фации велолныкского комплекса. Основание кальдеры выполнено лавами и туфами риолитов и андезитов. Основной объем внутрикальдерного выполнения составляют риолиты, их туфы и субвулканические тела риолитов велолныкского комплекса. Породы ВТС вмещают ряд рудопроявлений и пунктов минерализации серебра и золота.

Ильвапинанская ВТС расположена у восточной рамки листа в междуречье Гайчавеем–Ванэат, имеет диаметр 35 км. ВТС сложена полого и горизонтально залегающими вулканиками покровной фации велолныкского комплекса, прорванными интрузиями гранитов корякского комплекса. Субвулканическая фация комплекса представлена телами диоритовых порфиритов, андезитов и дацитов. Структура находится в отрицательном поле силы тяжести, но в ее пределах отмечаются несколько мелких аномалий разного знака, связанных с субвулканическими телами среднего состава. Магнитное поле знакопеременное малой интенсивности (от –100 до 100 нТл) с мозаичным расположением локальных максимумов и минимумов, группирующихся в виде изомерных участков.

Мигитунупская ВТС кальдерного типа диаметром 25 км расположена в пределах водораздела верховий рек Тклавая, Кубукувая, Уннейвая и Ичигинная. В геофизических полях структура выражена слабодифференцированным знакопеременным магнитным полем со значениями ± 200 нТл. Внешние границы структуры как в геофизических полях, так и на МАКС вы-

ражены неотчетливо и реконструируются неоднозначно. Центральной части ее отвечает интенсивный гравитационный минимум величиной от -11 до -12 мГал. Локальному минимуму со значениями до -16 мГал, в плане совпадающему с локальным минимумом магнитного поля (до -200 нТл и менее), соответствуют поля интрузий гранит-порфиров коряжского комплекса и риолитов велолынской свиты. Сложный рисунок гравитационного поля, особенно четко выражающийся на крупномасштабных картах, отражает вещественную неоднородность внутреннего выполнения ВТС [200]. Фундамент структуры сложен интенсивно дислоцированными породами коряжской серии позднемелового возраста. Сама структура выполнена палеогеновыми вулканидами и сложена эффузивами кислого, реже среднего состава. Абсолютные отметки кровли фундамента на юго-восточном фланге составляют от $350-400$ до $800-900$ м, на северо-западе не превышают $180-200$ м. Потоки эффузивов наклонены к центру ВТС. Углы падения вулканогенных пород в периферийных частях ВТС достигают $10-15^\circ$, к центру выволаживаются с заметным возрастанием мощности потоков.

В западной и северо-западной частях ВТС расположен массив гранит-порфиров коряжского комплекса. С его становлением связаны дислокации центроклинально залегающих лавовых потоков. Их общий подъем на периферии структуры составляет $250-300$ м, происходит инверсия центральной части ВТС [330]. Юго-восточный фланг структуры значительно эродирован. В дуговых разломах отмечаются выходы гранитоидов коряжского комплекса, прорывающих осадочные породы фундамента. К надынтрузивной зоне гранитоидов приурочено Айнаветкинское оловородное поле. На его северо-западном фланге эффузивные потоки, залегающие в основании ВТС, могут служить экраном при формировании оловосодержащих залежей [200, 330].

Центрально-Востокамчатская рифтогенная система

Система прослеживается в юго-западном направлении от верховьев р. Ачайваям (лист Р-59) по юго-восточной части площади листа Р-58. Затем через прол. Литке эта система трассируется Центрально-Камчатским рифтом в Гольгинскую рифтогенную зону, которая в свою очередь продолжается в акватории Охотского моря в рифтогенных структурах Курильской глубоководной котловины [100, 165а].

Литкенский рифт

Рифт расположен в юго-восточной части площади листа, охватывает площадь зал. Корфа и прослеживается в северо-восточном направлении в пределах суши до восточной рамки листа и далее за пределы его площади. Он является северо-восточным окончанием Центрально-Востокамчатской рифтогенной системы. В плане рифт имеет форму клина, острием обращенного на северо-восток; протяженность его в пределах площади листа – 225 км, ширина в юго-западной части составляет 85 км, в северо-восточной – 10 км. С северо-запада Литкенский рифт ограничен Вывенским, с юго-востока – Карагинско-Пахачинским глубинными разломами.

Вдоль Вывенского глубинного разлома прослеживается узкая (15–20 км) полоса положительного интенсивного (20–40 мГал) градиентного гравитационного поля северо-восточного простираения. В северо-восточной части рифта располагаются локальные минимумы. Магнитное поле юго-западной половины очень дифференцированное, преимущественно положительное интенсивное (до 1400 нТл) с обилием изометричных градиентных локальных максимумов и минимумов. Для северо-восточной части характерно положительное поле низкой и средней интенсивности (от –100 до 600 нТл) относительно плавное с цепочкой локальных максимумов. Над зал. Корфа и далее на северо-восток магнитное поле преимущественно отрицательное малой интенсивности, на отдельных участках близкое к нулевому или слабоположительное плавное с хаотичным рисунком изолиний.

Рифт заполнен осадочными отложениями алугинской, пахачинской и медвежжинской свит, лимимтэваямско-ольховским и корфско-классическим сейсмокомплексами. Осадочные породы смяты в складки с падением пород на крыльях 10–20°, иногда до 40°. Простираение складок – северо-восточное. Порода разбиты разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений.

В северо-восточной части Литкенского рифта минимумы прослеживаются в отрицательном поле силы тяжести (до –28 мГал). Они связаны с *Тылговаямской впадиной* (50 × 15 км), выполненной отложениями пахачинской и медвежжинской свит. Расчетная мощность отложений во впадине составляет 5 км [200].

Южнее расположена узкая *Вывенская впадина* (45 × 5–7 км; –10 мГал). Мощность выполняющих ее тех же отложений составляет 4 км. За ней следует *Лигинмываямская впадина* (40 × 12 км). Мощность осадков, выполняющих ее, всего 3 км. Следует подчеркнуть, что впадины располагаются строго вдоль Вывенского глубинного разлома. Южнее их, отделенная выходами гаилхавиланской и алугинской свит, расположена самая большая (100 × 30 км) *Корфская впадина*, занимающая акваторию зал. Корфа. Мощность осадков в пределах впадины оценивается в 6 км [200].

*Пылговаямская впадина** (80 × 10 км) характеризуется, судя по расчетам, довольно значительной мощностью выполняющих ее отложений (с юго-запада на северо-восток): 3,0; 4,5; 7,5 км. Мощность резко сокращается на северо-восточном окончании впадины и составляет 0,25 км.

Центрально-Камчатский вулканогенный пояс. На территории листа породы Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (ЦКВП) слагают его северо-восточную оконечность, перекрывая несогласно подстилающие образования. Они выделены в ветроваямский вулканический комплекс андезитовый и входят в состав нижнего яруса седьмого структурного этажа. На площади листа развиты (в отличие от смежного юго-западного листа) вулканы только первого этапа формирования пояса, охватывающие возрастной интервал среднего–позднего миоцена. Порода верхнего четвертичного этапа отсутствуют. Образование первого этапа пояса характеризуются слабой дисло-

*В пределах площади листа расположена юго-западная часть впадины размером 25 × 12,5 км.

цированностью и залегают субгоризонтально или смяты в пологие складки с падением пород на крыльях 5–10, редко 20–25°, вблизи зон разрывных нарушений – до 40–45°.

Гравитационное поле – слабopоложительное. На его фоне выделяется ряд положительных аномалий, которые соответствуют поднятым блокам меловых пород. Цепочка этих аномалий выстраивается в северо-восточном направлении. Часть положительных аномалий силы тяжести явно обусловлена интрузиями миоценового возраста. Анализ особенностей гравитационного поля показывает, что большинство вулканотектонических структур имеет отражение в поле силы тяжести.

В вулканогенных образованиях ветроваямского комплекса по фрагментам палеовулканов и геофизическим данным реконструированы вулканотектонические структуры, располагающиеся вдоль Вывенского глубинного разлома.

Чеингская ВТС расположена в верховьях рек Ветроваям и Акякуваям, в плане имеет овальную форму с размерами 14 × 18 км, приурочена к зоне пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний и находится в зоне влияния Вывенского глубинного разлома. Для нее характерен радиальный, а по периферии – концентрический рисунок гидросети.

На карте магнитных аномалий ВТС ей соответствует резкодифференцированное знакопеременное магнитное поле. Вулканогенные образования прорваны гипабиссальными интрузиями малетойваямского комплекса. Породы в центральной и западной частях постройки при ее становлении претерпели интенсивную гидротермальную переработку с образованием обширных зон вторичных кварцитов. С ними связано Ветроваямское месторождение серы, перспективные рудопроявления золота и пункты минерализации золота, молибдена и висмута [102].

Вилиенская ВТС расположена в верховье р. Энынговаям северо-восточнее горы Кылывылавит, диаметр ее – 15 км. Для ВТС характерны хорошо выраженные радиальные разрывные нарушения, по которым заложена речная сеть. Западная часть вулканической постройки поднята по разлому северо-восточного простирания, в результате чего вскрыт фундамент структуры, представленный верхнемеловыми породами ватынской серии.

Онтинская ВТС охватывает бассейны правых притоков р. Вывенка: Лигинмываям, Онтина, Майни Вамтуваям, Лататыргинваям и др. Диаметр ее – около 20 км. По периметру ВТС прослеживаются интрузии диоритов, прорывающих вулканыты покровной фации ветроваямского комплекса, породы которого гидротермально изменены с образованием обширных полей вторичных кварцитов.

Малетойваямская ВТС расположена в верховьях рек Малетойваям, Лигинмываям, Тулюльваям, приурочена к зоне пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний и находится в зоне влияния Вывенского глубинного разлома. Ее диаметр составляет 20 км [103]. Породы в пределах постройки подвержены гидротермальным изменениям вдоль разрывных нарушений и оперяющих трещин. Радиальный и концентрический рисунок гидросети подчеркивается расположением водотоков, ко-

торые приспособляются к мелким разрывным нарушениям. С формированием вулканоструктуры связано образование Малетойваямского месторождения серы и перспективные проявления золота, серебра и меди.

Сеэрваямская ВТС по строению аналогична Малетойваямской, но превышает ее по размерам. Она имеет овальную форму, размер по длинной оси – 25 км, по короткой – 20 км. В пределах Сеэрваямской структуры развиты обширные зоны вторичных кварцитов.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения широко развиты на территории листа, обуславливая сложное складчато-мозаично-блоковое строение северо-западной части площади, надвигово-чешуйчатую структуру центральной и линейно-складчатую структуру юго-восточной ее частей. Из них важное структурообразующее значение имеют разломы, выделенные по геолого-геофизическим данным.

Шайбовеемский разлом на территории листа является границей Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых систем, Кегалинского и Верхне-Пенжинского погребенных блоков Омолонского массива.

Анадырский разлом имеет северо-восточную ориентировку; он несколько смещен более молодыми разломами северо-западного простирания. Северо-восточнее Юлговаямского разлома он является границей между Верхне-Пенжинским и Мургалским погребенными блоками, а юго-западнее него служит границей между Ичевеемским блоком Тайгоносского массива и блоками Подкова и Колымак-Пареньский Тайгоносского выступа.

Юлговаямский разлом северо-западного простирания является северо-восточной границей Тайгоносского выступа.

Орловско-Микинский разлом северо-восточного простирания является юго-восточной границей Омолонского массива, которая фиксируется по смене мозаичного рисунка локальных гравитационных аномалий массива на линейные аномалии складчатых образований, расположенных юго-восточнее этого глубинного разлома [200]. От верховий р. Ушканья до восточной рамки листа он является северо-западной границей Пареньско-Пенжинского рифта.

Орловско-Каменский разлом расположен в северо-восточной части площади листа и имеет северо-восточное простирание. В поле силы тяжести он выделяется гравитационной ступенью, в магнитном – резкой сменой характера поля и линейно вытянутыми отрицательными аномалиями [200]. По этому разлому смещено вверх Окрано-Гореловское погребенное поднятие.

Понтонейский разлом расположен в пределах Таловско-Майнского поднятия и фиксируется интенсивной гравитационной ступенью северо-восточного простирания. По нему наиболее приподнята южная большая часть Таловско-Майнского поднятия. Расчетная амплитуда по разлому – 4,7 км [236].

Куюльско-Парапольский разлом является северо-западным ограничением Парапольского рифта и четко отрисовывается довольно резкой градиентной зоной по борту последнего, что свидетельствует о его грабенообразном характере.

Ванэатский разлом является границей между Парапольским рифтом и Ветвей-Укэлятским поднятием и довольно четко выражен в поле силы тяжести градиентной ступенью [68].

Вывенский разлом служит границей между Ветвей-Укэлятским поднятием и Литкенским рифтом. В поле силы тяжести он отражен узкой градиентной ступенью и серией интенсивных линейных положительных аномалий магнитного поля. Вертикальная амплитуда смещения вдоль разлома колеблется от сотен метров до 2–3 км [68].

Карагинско-Пахачинский разлом северо-восточного простирания является юго-восточной границей Литкенского рифта. Довольно четко он выражен в поле силы тяжести градиентной зоной со стороны северо-западного крыла Пылгинского антиклинория.

Потатский разлом расположен на п-ове Говена и смещен серией сдвигов северо-западного простирания, ввиду чего в плане имеет ступенчатое строение. Он является границей между Култушнинской и Прибрежной зонами пологой и интенсивной складчатости соответственно. В магнитном поле разлом фиксируется сменой положительного поля с максимальными его значениями (1000 нТл и более) на знакопеременное. В современной структуре разлом имеет взбросовый характер. Предполагаемая амплитуда вертикального перемещения на некоторых участках превышает 1000 м [81].

Говенский разлом является границей Пылгинского антиклинория и Восточно-Олюторского прогиба. Он расположен в акватории Олюторского залива и имеет северо-восточное простирание, параллельное береговой линии, фиксируется гравитационной ступенью с высоким горизонтальным градиентом [200]. На всем протяжении разлом имеет сбросовый характер. Амплитуда вертикального перемещения по нему оценивается в 7 км.

Ирунейско-Ватынский надвиг разделяет Камчатско-Олюторскую и Приохотско-Укэлятскую зоны. Его фронт имеет общее северо-восточное простирание. На МАКС надвиг отчетливо дешифрируется волнистой линией в плане со ступенчатым рельефом и протяженными скальными обрывами, основания которых прослеживаются на одном уровне в соответствии с горизонталями топоосновы. Это указывает на пологое падение его плоскости на юго-восток, которое подтверждается также расположением на водоразделах Сейнавского аллохтона, образующего линейную синформу северо-восточного простирания протяженностью 50 км при ширине от 5 до 15 км. С надвигом связана мощная зона терригенного полимиктового меланжа, а сама зона надвига представлена тектоническими брекчиями, катаклазитами и милонитами общей мощностью до первых десятков метров.

На смежной с юга территории возраст Ирунейско-Ватынского надвига по геологическим данным и радиологическим датировкам определяется как раннеэоценовый [28, 155, 161]. По аналогии с нею возраст формирования Ирунейско-Ватынского надвига принимается раннеэоценовым.

Куолваямский и Малетойваямский разломы северо-западного простирания расположены в южной части площади листа, прослеживаются фрагментарно в гравитационном и магнитном полях по смене положительных и отрицательных аномалий. Эти разломы ограничивают на юго-западе площадь

распространения на северо-восток Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны – как на суше, так и в акватории Пенжинской губы.

Пылгин-Инчикская зона смятия, выделенная в 1966 г. И. Л. Жулановой, находится в западной части площади листа. Протягивается она от верховьев р. Авекова до низовьев р. Парень в пределах полосы шириной 5–10 км и протяженностью около 60 км, отделяя архейские породы от позднепалеозойских. Зона представлена серией параллельных и кулисообразно прослеживающихся разрывных нарушений, располагающихся через 0,5 (порой до 0,8–1,0 км) друг от друга. Разрывные нарушения крутопадающие (60–80°), контролируются дайками и штоками раннемеловых габброидов, зонами рассланцевания и милонитизации пород, обилием зеркал скольжения. Вдоль разломов породы интенсивно смяты, рассланцованы, катаклазированы и зеленокаменно изменены. Архейские породы диафторированы, позднепалеозойские – метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций.

Валижген-Ширшовская зона поперечных дислокаций (показана на схеме тектонического районирования) имеет ширину 180 км и простирается от западной рамки листа в юго-восточном направлении до южной и восточной его границ и далее на юго-восток в акваторию Берингова моря. Эта зона ограничивает распространение на северо-восток Западно- и Центрально-Камчатской структурно-фациальных зон. На ее юго-западной границе происходит резкая смена состава эоцен-олигоценых вулканитов с андезит-базальтового кинкильского комплекса на андезит-дацит-риолитовый велолныкский комплекс. В пределах этой зоны развиты серпентинитовый и терригенный тектонические меланжи. Начиная от северо-восточной границы зоны, Таловско-Майнское поднятие является границей между Пареньско-Анадырской вулканической зоной и Западнокамчатско-Корякским вулканогенным поясом. Юго-западнее зоны вдоль юго-восточного побережья Пенжинской губы продолжается единый Западнокамчатско-Корякский пояс. Таловско-Майнское поднятие в пределах западной части Валижген-Ширшовской зоны испытывает Г-образный изгиб и выходит к побережью Пенжинской губы, вследствие чего простирание Пареньско-Пенжинского рифта меняется с юго-западного на широтное [43].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕЛАНЖИ

Куюльский серпентинитовый меланж обнажен в Таловских горах в пределах полосы субширотного простирания протяженностью 100–110 км и шириной от 3–4 до 18–20 км. Кластическая часть образована обломками, глыбами, блоками, протяженными линзами, клиньями и пластинами размером от десятков сантиметров до 3,0–3,5 км, беспорядочно и неравномерно размещенными в серпентинитовом матриксе. На отдельных участках наблюдаются лишь единичные глыбы в серпентинитах, в других местах обломочная и вмещающая массы примерно равны по объему; в ряде случаев кластическая часть преобладает, изредка наблюдаются переходы в автокластический меланж – бесцементную брекчию, где обломки плотно прижаты друг к другу. Обломочный материал представлен базальтами, андезибазальтами, их туфа-

ми, яшмами сургучного, бордового и серо-зеленого цвета, перидотитами, габбро, троктолитами, амфиболитами, метаморфическими сланцами, диоритами, плагиогранитами, гранитами, серо-розовыми мраморизованными известняками, туфопесчаниками. Глыбы и блоки пород деформированы и заключены в интенсивно тектонизированный серпентинитовый матрикс (до 30–50 % общего объема меланжа). Возраст серпентинитового меланжа, как и возраст куюльского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса, позднеюрско-раннемеловой.

Серпентинитовый меланж, развитый в районе Гальмознанского базит-гипербазитового массива, он состоит из обломков дунитов размером от сантиметров до 0,5 м, погруженных в серпентинитовый матрикс. Мощность серпентинитового меланжа колеблется от 50 до 200 м, протяженность – около 12 км [82]. Возраст его, по аналогии со смежной с юга территорией, принимается как раннеэоценовый [28].

Терригенный полимиктовый меланж широко развит в юго-восточной части площади листа, образование его синхронно Ирунейско-Ватынскому надвигу. Меланж представляет собой глыбово-глинистый микстит. Он состоит из глыб и блоков различного состава, погруженных в матрикс из тектонизированных и перетертых до глинистой массы пород. Количество и величина обломков изменяются в широких пределах, в целом уменьшаясь по мере удаления от линии надвига. Блоки пород в меланже имеют размеры от нескольких десятков сантиметров до десятков, реже первых сотен метров, иногда достигая размеров до $0,8 \times 1,2$ км и резко выделяясь на рельефе в виде обособленных останцов. В местах хорошей обнаженности четко видно, что блоки и глыбы пород имеют брекчиевидную структуру, сглаженную поверхность с зеркалами скольжения и тектоническими бороздами. Состав обломков довольно пестрый и представлен кремнистыми породами, яшмами, базальтами, андезибазальтами, туфами ватынской серии и ачайваямской свиты, песчаниками, алевролитами и фрагментами флиша. Возраст терригенного полимиктового меланжа, как и серпентинитового, принимается раннеэоценовым [28, 82].

НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Особенности новейшего этапа развития территории определяются ее положением в северо-западном сегменте Тихоокеанского подвижного пояса в области перехода от континента к океану, а также сложным тектоническим строением, в котором принимают участие структуры различной геодинамической природы.

С последним, видимо, связано отсутствие региональной поверхности выравнивания. Имеются данные лишь о локальных поверхностях выравнивания в пределах Колымского нагорья. В его южной части встречаются остатки эоценовой коры выветривания на шаровых базальтах по р. Кукваям и на гранитах в верховьях р. Куйбэвеем [48]. Вдоль оси Ичегемского хребта и ниже выделяются три уровня поверхностей выравнивания (соответствующие трем нисходящим этапам неотектонического развития), развитых на позднемело-

вых гранитоидах и на вулканитах ильваваамской и окланской свит на высотах от 600 до 1200 м [2].

В качестве репера для определения начала неотектонического этапа для всей изучаемой территории, а не только для ее отдельных геоструктурных районов можно принять горизонтально залегающие прибрежно-морские отложения энемтемской свиты, ранекской и имповеемской толщ раннего плиоцена, которые формировались в южной части Парапольского дола (в Пусторецкой впадине) и в наложенных кайнозойских впадинах (Мелководнинской, Гильмиткинской), а в настоящее время выведены на поверхность.

Таким образом, плиоцен-четвертичное время отражает неотектонический этап развития, когда происходит унаследованное развитие региональных морфоструктур, сформировавшихся в предшествующие этапы. На неотектоническом этапе большая часть территории была вовлечена в поднятие, о чем свидетельствует абразионный характер берегов Пенжинской губы, на побережье Берингова моря – морские террасы на высотах до 100–120 м, клифы с висящими устьями водотоков [80, 81].

На территории листа выделяются участки с различными амплитудами неотектонических движений. Поднятие амплитудой от 400 до 800 м испытывали все горные массивы территории. Среди них выделяются отдельные участки с амплитудами до 800–1000 м. Об интенсивном воздымании хребтов Пылгинский и Ивтыгын в Корякском нагорье и Ичегемский в Колымском свидетельствует энергия экзогенных деструктивных процессов: сильное эрозионное расчленение, каньонообразные профили речных долин, крутые обвально-осыпные склоны, гребневидные водоразделы, нивационные цирки и кары современного оледенения (в Пылгинском хребте).

Впадины, разделяющие горные массивы, и субаквальная часть характеризуются разным знаком неотектонических движений. Пенжинский и Парапольский долы, Пареньская впадина, которые находятся в центральной части, были вовлечены в общее поднятие региона, но, по сравнению с окружающими их горными массивами, значения их амплитуд меньше и составляют 0–200 м.

Расположенные в юго-восточной части листа впадины в пределах Литкенского рифта (Корфская, Вывенская, Тылговаямская, Пылгинская), а также прибрежная часть Олюторского залива характеризуются отрицательными амплитудами движений. Амплитуда прогибания Вывенской впадины составила 200–400 м, а субаквальной части – до 2 км.

Большинство разрывных нарушений сформировалось в дочетвертичное время и развивалось унаследованно, что подтверждается горизонтальным залеганием недислоцированного покрова четвертичных образований. Однако имеются отдельные наблюдения смещения четвертичных образований – например, вдоль северной границы долины р. Гыленга смещены ледниковые образования второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (III₄) по разлому, которые фиксируются уступами в современном рельефе [48]; после Хаилинского и Олюторского землетрясений образовались поверхностные сейсморазрывы.

Разрывные нарушения хорошо дешифрируются на АФС и выражаются на рельефе в виде уступов, ложбин, седловин, прямолинейных участков речных

долин. Простираение разрывных нарушений в основном северо-восточное – согласно простираанию структур территории – и северо-западное – поперечное к ним.

В современной активности эта территория выражена зоной рассеянной сейсмичности, охватывающей зал. Шелихова, Камчатский перешеек и юго-запад Корякского нагорья. С северо-запада к ней подходит сейсмический пояс хр. Черского (продолжение Арктического пояса), а с северо-востока – Корякский сейсмический пояс, идущий от Аляски и Чукотки (рис. 7). К последнему относится большинство землетрясений, произошедших в пределах и ближайшей окрестности листа Р-58.

Первое землетрясение ($M = 4,7$) в пределах листа Р-58 было зафиксировано только в 1964 г., и до 1991 г. здесь отмечены всего пять событий, все с магнитудами менее 5,0. Частично это объясняется неполнотой наблюдений, связанной с удаленностью сейсмических станций. Однако, по-видимому, и в целом уровень сейсмической активности большинства районов юга Корякского нагорья в первой половине XX в. был низким [89].

8 марта 1991 г. в восточной части листа в бассейне р. Вывенка произошло Хаилинское землетрясение с магнитудой $M_w = 6,7$, значительно превосходившее по силе все зафиксированные ранее в Корякии события [88]. Механизм этого землетрясения соответствовал взбросу в юго-восточном направлении (рис. 8). В юго-восточной части эпицентральной зоны были обнаружены поверхностные сейсморазрывы протяженностью до 1 км, связанные с этим событием. За основным толчком в течение более трех месяцев последовала серия афтершоков, 20 из которых имели магнитуды более 5,0, а сильнейший – $M = 5,9$. Отметим, что облако афтершоков Хаилинского землетрясения было вытянуто в юго-восточном направлении поперек основных структур района. Хотя Хаилинское землетрясение в тот момент казалось уникальным для Корякии явлением, всего через 15 лет здесь было зафиксировано значительно более сильное сейсмическое событие.

20 (21 по местному времени) апреля 2006 г. практически в той же точке ($60,98N, 167,37E$) в центральной части бассейна р. Вывенка произошло Олюторское землетрясение $M_w = 7,6$ [125] (рис. 8). Оно ощущалось на расстояниях до 600 км от эпицентра, значительно пострадали поселки Тиличики, Корф, Хаилино (макросейсмические проявления – 8–9 баллов). Разрыв от землетрясения вышел на поверхность на протяжении более 120 км вдоль долины р. Вывенка, а всего размер очага составлял более 200 км. Наблюдаемые на поверхности смещения крыльев разрыва достигали 4,5 м [133]. Основная подвижка Олюторского землетрясения соответствовала взбросу в северо-западном направлении. Однако структура очага была достаточно сложной, и среди поверхностных сейсморазрывов, наряду со взбросами, значительную часть составляли протяженные правосторонние сдвиги. В отличие от Хаилинского, структуры очага Олюторского землетрясения (сейсморазрывы, облако афтершоков) имели типичное для района северо-восточное простираение. По-видимому, Олюторское землетрясение отражает подвижку по крупной Вывенской зоне разломов, являющейся одним из главных элементов северо-западной границы плиты Берингия.

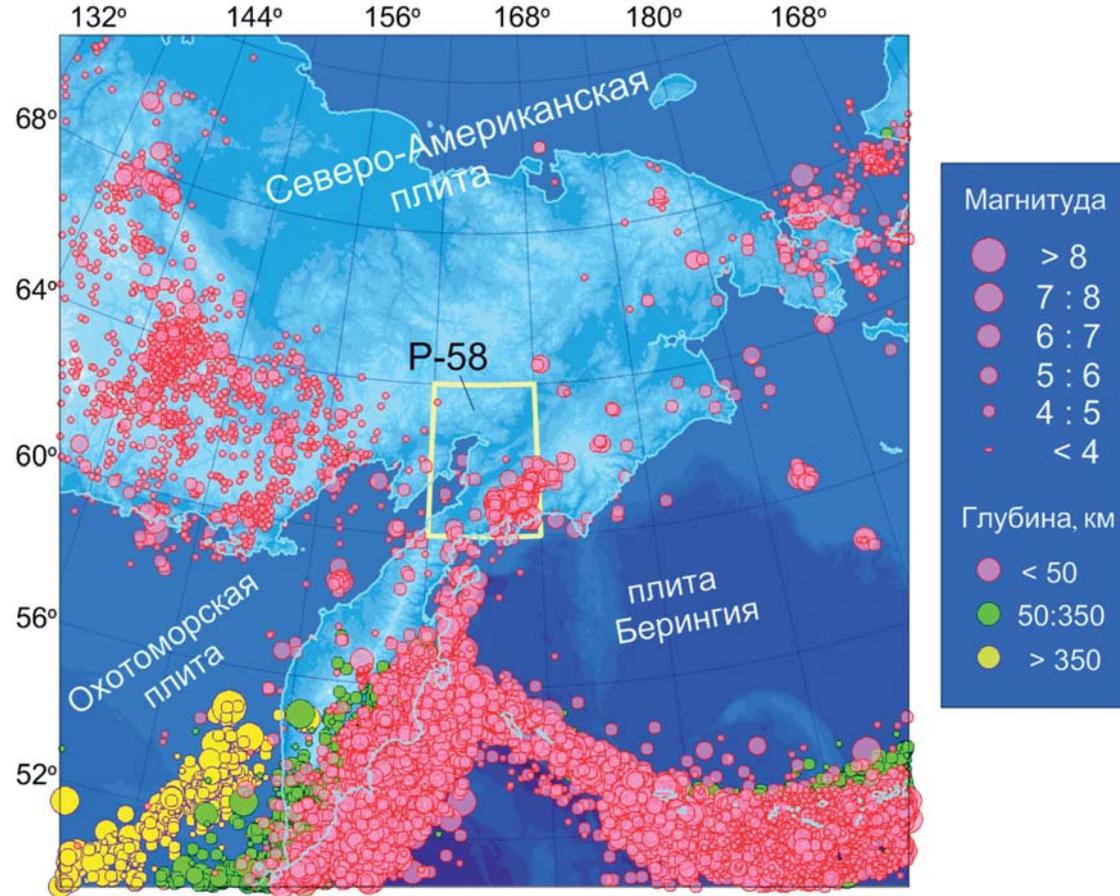


Рис. 7. Сейсмические пояса Северо-Восточной Азии за период инструментальных наблюдений 1901–2013 гг. по данным мировых каталогов NEIC, ISC. Учитывая низкую точность ранних наблюдений, для периода 1901–1963 гг. сохранены только сильнейшие события с $M \geq 6$.

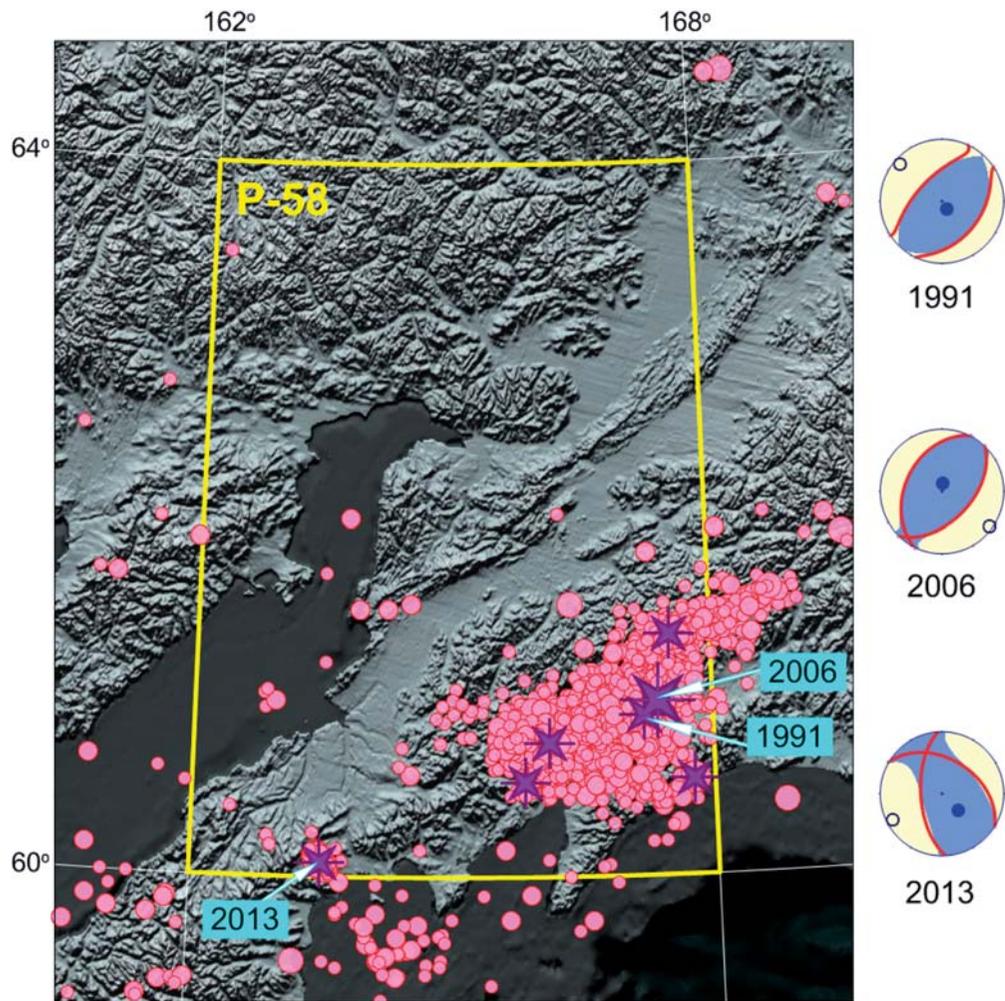


Рис. 8. Сейсмичность листа Р-58 и прилегающих территорий от начала инструментальных наблюдений до конца 2013 г. Землетрясения с $M \geq 6,0$ отмечены сиреневыми звездами. Стрелки и даты указывают эпицентры главных событий: Хаилинского (1991 г.), Олоторского (2006 г.) и Ильпырского (2013 г.). Справа от карты приведены соответствующие диаграммы тензоров сейсмического момента для этих землетрясений.

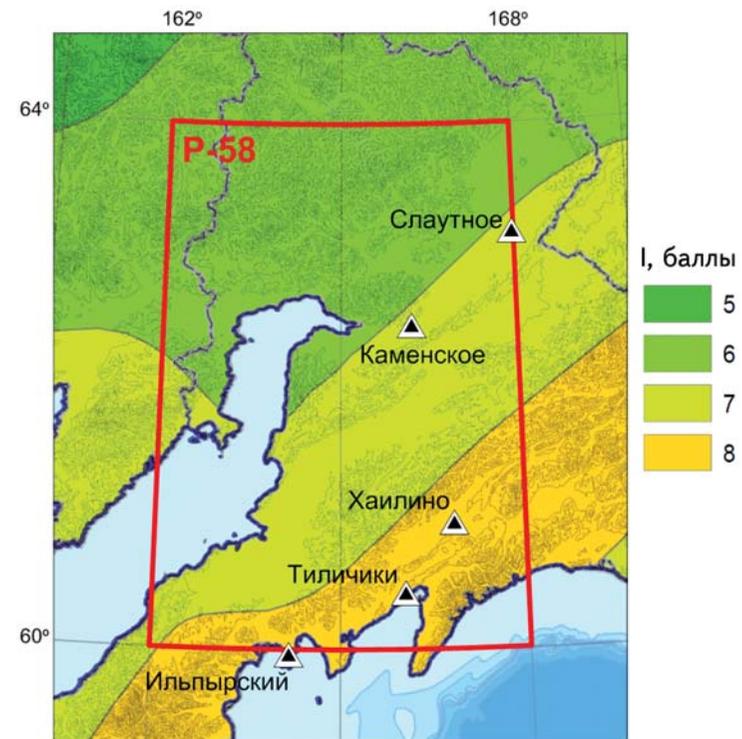


Рис. 9. Фрагмент карты общего сейсмического районирования для района листа Р-58 с добавлением населенных пунктов и контуров рельефа.

Олюторскому землетрясению сопутствовал интенсивный и длительный афтершоковый процесс (рис. 8), включавший два события, аналогичных по силе Хаилинскому толчку, еще два с магнитудами больше 6,0 и всего 21 афтершок с $M \geq 5,0$. Всего зафиксировано около 3300 афтершоков. По состоянию на конец 2013 г., этот процесс еще не закончился, хотя и существенно ослаб. В последние два года (2012–2013) в районе очага Олюторского землетрясения зафиксированы 39 событий с магнитудами 2,5–4,7.

13 марта 2013 г. вблизи южной рамки листа Р-58 произошло Ильпырское землетрясение с магнитудой 5,8–6,0, которое также может быть отнесено к Корякскому сейсмическому поясу. Хотя это землетрясение слабее двух предыдущих, его нельзя отнести к афтершокам. Ильпырское событие не принадлежит к Олюторскому очагу и отражает самостоятельный тектонический процесс, происходящий на стыке Корякского нагорья и Камчатки. Об этом говорит существенное отличие его механизма от Хаилинского и Олюторского (рис. 8). Наиболее вероятно, что в Ильпырском очаге произошел взброс по наклонной плоскости северо-западного простираения с заметной правостдвиговой составляющей. Землетрясение сопровождалось серией из более чем 100 афтершоков (максимальный с $M = 4,9$), почти затухшей к концу 2013 г.

Всего в пределах листа Р-58 за все время инструментальных наблюдений зафиксировано около 3500 землетрясений. Из них только 26 (сильнейшее с $M = 4,9$) не могут быть отнесены к очаговым процессам одного из трех перечисленных выше главных событий. Все землетрясения территории листа происходят в земной коре и имеют глубины не более 40 км.

На картах общего сейсмического районирования территория листа Р-58 разделена на три зоны (рис. 9) с максимальной ожидаемой интенсивностью колебаний грунта I от 6 до 8 баллов (10 % вероятности возможного превышения в течение 50 лет, период повторяемости – 500 лет). В соответствии с предыдущей на время составления карты сейсмичностью наибольшая интенсивность (8 баллов) ожидается в юго-восточной части листа. В этой зоне располагаются поселки Тиличики, Корф, Хаилино, Ильпырский и др. Следует отметить, что реально наблюдавшаяся при Олюторском землетрясении интенсивность 9 баллов (выше приведенной) и соответствует расчетному периоду повторяемости 1000 лет.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Территория листа слабо изучена глубинными геофизическими методами. ГСЗ на площади не проводилось, есть только сейсмические материалы метода обменных волн землетрясений.

В 2004–2010 гг. ФГУП «Камчатгеология» и ГФУП «ВНИИГеофизика» (Центр ГЕОН) проведены работы МТЗ–МОВЗ (рис. 10) вдоль региональных траверсов, пересекающих все представленные на листе структурно-формационные зоны. Сейсмологические данные о физических границах внутри литосферной плиты, интерпретируемых как границы «М» (Мохо – подошва коры), «К» (Конрада – кровля нижней коры) и «F» (или K_0 – кровля консолидированной коры), могут быть использованы только для небольшой территории

вдоль профилей МОВЗ. Остальная же площадь не имеет «прямых» геофизических данных о глубинных структурах. Основой для построения модели глубинного строения послужили сейсмические и гравиметрические материалы в совместном рассмотрении. Границы, выделенные МОВЗ, использованы в качестве опорных для интерпретации аномального гравитационного поля, что позволило проследить главные внутрикоровые структурные поверхности по остальной территории листа.

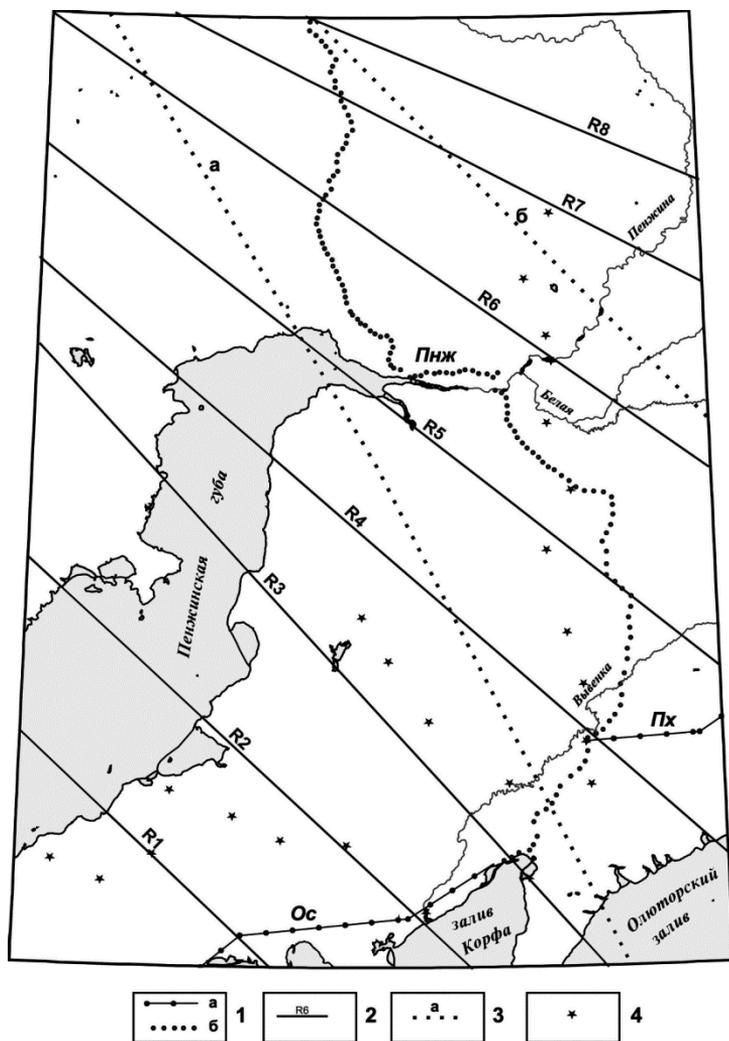


Рис. 10. Схема геофизических профилей.

1 – профили МОВЗ–МТЗ: а – Оссора–Гиличики (Ос), Хаилино–Пахача (Пх); б – Корф–Верхнее Пенжино (Пнж); 2 – плотностные модели глубинных разрезов, номер на схеме; 3 – плотностные модели глубинных разрезов, составленные: а – при создании геофизической основы [5], б – Апрельков и др. [10]; 4 – пункты МТЗ [364].

Одним из возможных методов глубинного исследования является плотностное моделирование разрезов на основе решения обратной и прямой задач гравиразведки с привлечением данных о физических свойствах горных пород. Сведения о плотности пород получены из отчетов геологических съемок и обобщены при составлении геофизической основы ГГК-1000 [5]. Плотностное моделирование вдоль профилей МОВЗ [305] показало, что сейсмические границы соответствуют краям блоков с различной плотностью. Избыточная плотность на границе мантии и нижней коры в большинстве блоков составляет $0,2\text{--}0,4 \text{ г/см}^3$. Плотность пород верхнемантийного слоя изменяется от $3,2\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$ в блоках с корой континентального типа до $3,2\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$ в коре переходного типа в юго-восточной части листа (см. схему глубинного строения). В качестве границы кора–верхняя мантия принята изоденса $3,2 \text{ г/см}^3$, которая в основном соответствует границам М и М₁, иногда располагаясь между ними.

Менее контрастна граница между нижней и верхней корой: на ней наблюдается изменение плотности в диапазоне $0,15\text{--}0,25 \text{ г/см}^3$. В качестве маркирующей этот внутрикоровый вещественный раздел является изоденса $2,9 \text{ г/см}^3$. В блоке континентальной коры изоденса соответствует сейсмической границе К₂.

Еще более дифференцирована избыточная плотность на границе, разделяющей «осадочный» слой и консолидированную кору. Для этой поверхности важным является состав перекрывающих отложений. Плотность «осадков» изменяется от $1,8$ до $2,8 \text{ г/см}^3$. Характеризующей поверхность консолидированной коры следует считать изоденсу $2,75 \text{ г/см}^3$, что соответствует средней плотности кристаллических сланцев. В сейсмических данных эта изоденса близка к границам К₀ и К₁ (см. разрез к схеме глубинного строения).

На отрезке профиля Таловка–Корф скорость продольных волн в слое над границей М составляет $7,03 \text{ км/с}$ [171]; в слоях, залегающих выше границ К₁ и К₂, пластовые скорости – $6,2\text{--}6,55 \text{ км/с}$ соответственно; а над границей F наблюдаются скорости в диапазоне от $2,8$ до $4,9 \text{ км/с}$.

Для глубинного районирования составлены карты структурных поверхностей. В их основе лежат расчеты плотностных моделей глубинных разрезов по профилям, образующим равномерную сеть по всей территории листа (рис. 10), дополненные данными по ранее выполненным моделям [5, 10]. Информация о глубинных неоднородностях при моделировании разрезов, кроме данных МОВЗ и МТЗ, получена нахождением особых точек по аномалиям силы тяжести.

В результате моделирования по методике [153] составлена база данных плотностей, проведена 3D интерполяция в элементарные объемные элементы (voxel), построены поверхности равных плотностей в диапазонах, соответствующих границам раздела кора–верхняя мантия, осадочный слой–консолидированная кора, верхняя–нижняя кора.

Изоплотностные поверхности послужили основой для составления карт глубин до предполагаемых границ раздела, а также карт мощности консолидированной и нижней коры. Карты мощности (рис. 11) использованы для определения коэффициента β , который равен отношению мощности нижней

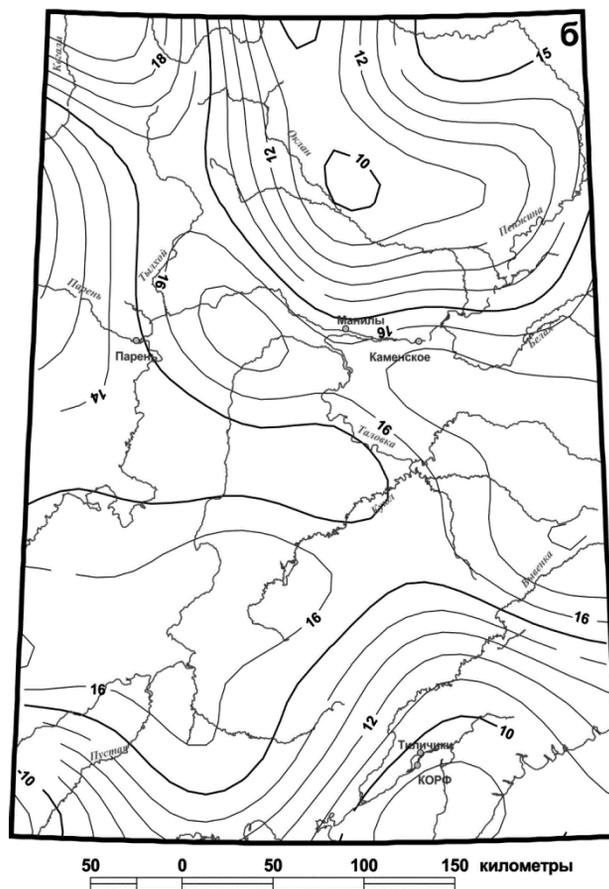
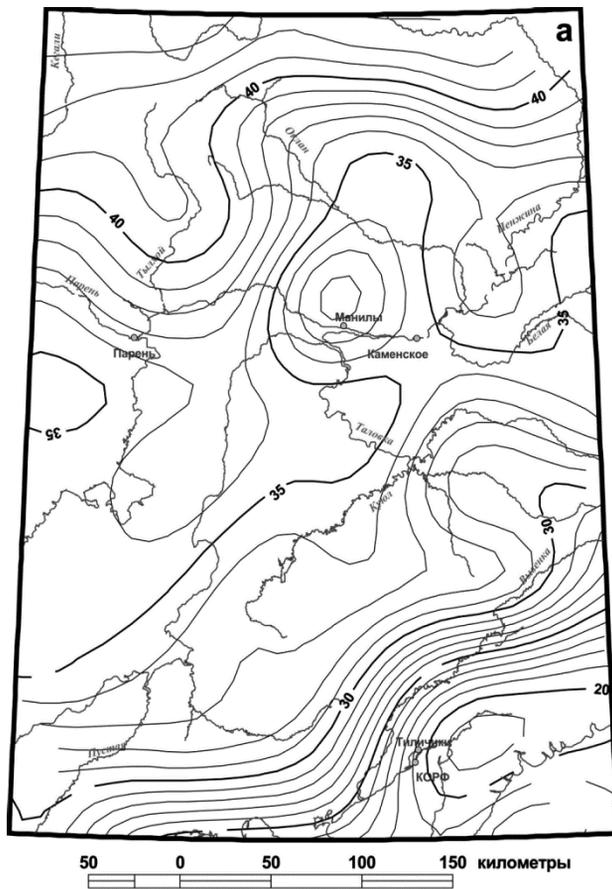


Рис. 11. Мощность консолидированной (а) и нижней (б) коры. Изопахты проведены через 1 км.

коры к мощности консолидированной коры. По этому коэффициенту кора районирована по типам и подтипам.

По величине коэффициента β можно сделать вывод, что на территории листа преобладает кора континентального типа мощностью 35–45 км. Кора переходного типа мощностью менее 30 км наблюдается в виде небольшого фрагмента к юго-востоку от с. Хаилино. К западному краю этого блока приурочена очаговая область Хаилинского (1991 г.) и Олюторского (2006 г.) разрушительных землетрясений магнитудами 6,6 и 7,6 соответственно. Южнее рек Куюл и Белая расположен блок, который можно отнести к субконтинентальной коре мощностью 30–40 км с несколько повышенной мощностью нижней коры.

Кора континентального типа подразделяется на два подтипа, отличающихся толщиной верхней коры. В первом подтипе в северо-северо-западной части листа мощность верхней коры составляет 22–32 км, во втором – примерно на 10 км меньше. На схеме И. В. Беляева [43] первому подтипу соответствует континентальная кора с мощным гранитогнейсовым слоем и средней плотностью верхней части (40 км) литосферы 2,74–2,80 г/см³, а второму подтипу – кора с преобладанием «базальтового» слоя и плотностью 2,80–2,86 г/см³. К этой же группе относится и блок с субконтинентальной корой (см. схему). На схеме тектонического районирования Охотско-Берингово-морского мегаблока [43], составленной В. К. Ротманом, блоки второго подтипа и субконтинентальной коры соотносятся с Пенжинской и Кинкильской пограничными системами. В целом мощность коры нарастает в северо-западном направлении, достигая максимума у северной рамки листа.

Далее к северо-востоку на территории листа Q-59 толщина коры немного уменьшается и составляет около 35 км [148]. Над блоком континентальной коры с мощным верхним слоем наблюдается глубоко отрицательное аномальное гравитационное поле (до минус 40–60 мГал) с мозаичным рисунком локальных аномалий и амплитудами от 2–6 до 10–15 мГал. Ему соответствует Омолонский массив с наложенной структурой ОЧВП.

Средняя мощность нижней коры на листе составляет 14 км, отклоняясь на $\pm(2-6)$ км. Участки с относительно увеличенной нижней корой образуют северо-западную зону шириной 70–100 км, протягивающуюся от северо-западного угла листа на юго-восток до блока с корой переходного типа ([43] и рис. 11). Зона отражает положение на листе северо-восточного фланга Валижген-Ширшовской трансформной геосутуры [43].

Электропроводность коры изменяется в широких пределах (табл. 3). В целом верхняя кора более высокоомная по отношению к нижней, хотя на всех гипсометрических уровнях встречаются аномальные как высоко-, так и низкоомные участки [123]. По мнению исследователей [305, 364], большая часть аномалий проводимости в консолидированной коре обусловлена циркулирующей проводящих флюидов в активных тектонических зонах, а также процессами дегидратации пород при смене теплового режима. Высокие же значения удельного сопротивления (сотни и тысячи Ом·м) являются характерными для сухой среды в состоянии твердого тела [305].

Разломы (по геофизическим данным) классифицированы по глубине «проявленности» (в основном по материалам плотностного моделирования, ча-

стично по расположению «особых» точек и соотношению гравимагнитных аномалий, аномалий электропроводности). Некоторые разломы являются границами блоков. На тектоническую схему вынесены разломы, наиболее ярко выраженные для каждого глубинного уровня.

Таблица 3

Электропроводность коры

Тип коры	Мощность, км	Мощность нижней коры, км	Удельное сопротивление нижней коры, Ом·м	Мощность верхней коры, км	Удельное сопротивление верхней коры, Ом·м
Континентальная, тип а, $\beta = 0,3$	Более 40	10–17	100–250	22–32	40–200
Континентальная, тип б, $\beta = 0,4$	Более 40	12–16	100–200	16–22	150–10 000
Субконтинентальная, $\beta = 0,5$	30–40	10–16	20–100	10–17	100–2000
Переходного типа, $\beta = 0,6$	Менее 30	10–16	20–100	8–12	5–1000

На территории листа доминирует северо-восточная система разломов. Разломы этого направления распространены на всей территории и во всей толще коры. По геофизическим данным выделяются два сквозькоровых глубинных разлома. Один протягивается по траверсу от устья р. Пустая до нижнего течения р. Пальматкина и является продолжением Кичигинского разлома на листе О-58. Этим разломом разделяются блоки с континентальной и субконтинентальной корой. Генеральное положение плоскости разлома близко к вертикальному. Второй разлом протягивается вдоль долины р. Вывенка параллельно первому и является ограничением блока коры переходного типа. Судя по изоденсам плотностного разреза, характеру расположения сейсмических границ и закономерному смещению экстремума ΔT_a от осевой линии гравиметрической ступени Δg (см. разрез), падение этого разлома северо-западное с изменчивыми углами наклона. В верхней части коры падение более пологое, чем в нижней.

В центральной части листа примерно от широты устья р. Пенжина до широты р. Юлговаям развита субширотная система разломов. Разломы идентифицируются как в верхней, так и в нижней коре в основном по характерным элементам аномального поля силы тяжести. Вероятно, что зона широтных разломов отражает фрагменты регионального Сете-Дебанско-Корякского широтного глубинного разлома, восточный край которого находится в Анадырском заливе [148].

Южнее полосы широтных разломов от устья р. Пенжина распространены разломы субмеридиональной системы, которые простираются до Вывенского глубинного разлома. Эти разломы проявлены в морфологии гравитационного поля и в междуречье Куюла и Вывенки ограничивают выступающий к югу блок континентальной коры типа «б».

Северо-западное направление представлено протяженным разломом в нижней коре в северо-восточной части листа и короткими фрагментами верхнекоровых разломов на юго-западе. Разломы маркируют фланги Валижген-Ширшовской трансформной геосутуры [43].

В центральной части листа по гравиметрическим данным выделяются дуговые разломы в верхней части коры. Дуговые разломы 35–40 км в поперечнике охватывают п-ов Елистратова. Севернее полуострова расположены дуговые разломы с размером в поперечнике 100–120 км. Они, кроме акватории Пенжинской губы, ограничивают часть суши на восточном берегу до рек Таловка и Куюл. Эти разломы, хотя и проявлены наиболее контрастно в верхней коре, имеют вероятное продолжение и в нижней. Косвенным свидетельством этому служит локальное увеличение мощности нижней коры, близкой к изометрической формы и несколько смещенное на север, что отчетливо проявилось в изолиниях коэффициента β . На схеме В. К. Ротмана внутридуговая область выделена как структура центрального типа [43].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория исследования охватывает часть п-ова Камчатка севернее 60 параллели и часть Чукотского полуострова, а также прилегающие части дна акваторий Охотского и Берингова морей. Представлены две категории рельефа: субаэральный и субаквальный.

Субаэральный рельеф относится к Корякско-Камчатской покровно-складчатой и Верхояно-Чукотской складчатой системам. Последняя занимает северную и северо-западную части исследуемой территории и представлена Колымским нагорьем. В пределах Корякско-Камчатской покровно-складчатой системы выделяются Корякское нагорье и Пенжинско-Анадырская зона низин и поднятий. Наиболее крупные орографические единицы территории – хребты Ичигемский, Пенжинский, Корякский, Пылгинский – имеют абс. отм. 700–1400 м (до 1465 м – Ичигемский хребет), им соответствуют и максимальные значения превышений – 600–1000 м. Преобладание горного рельефа над равнинным на суше обуславливает широкое распространение денудационной, структурно-денудационной и тектоногенной групп рельефа, которые представлены склонами различной крутизны и, в меньшей степени, субгоризонтальными поверхностями. Они формировались под влиянием новейших тектонических движений, неоплейстоценовых оледенений, криогенных и гравитационных деструктивных процессов. Аккумулятивная группа рельефа включает в себя типы рельефа, образованные в результате накопления снежного материала в межгорных впадинах, котловинах и на побережье. Рисунок гидросети представлен в основном перистым, решетчатым и дугообразным типами. В пределах горных сооружений наиболее широко распространены долины с выпуклым и ступенчатым продольными профилями, V- и ящикообразной формами поперечного профиля. В областях, подвергавшихся оледенению, долины имеют форму трогов. Крупные реки, протекающие по долам (Пенжина, Хелоковчан, Парень и др.), имеют хорошо разработанные широкие долины и прямолинейную форму продольного профиля. Такие реки находятся в стадиях равновесия или накопления аллювия.

Субаквальный рельеф представлен на западе территории шельфом Охотского моря (максимальная глубина 100 м), в южной части – шельфом и фрагментом континентального склона Берингова моря (максимальная глубина 300 м). В пределах акватории типы рельефа, относящиеся к денудационно-тектоногенной и денудационной группам, распространены незначительно, преобладает аккумулятивный рельеф. В основном это – субгоризонтальные

поверхности равнин, сформированные за счет приливно-отливной и волновой деятельности моря.

В настоящее время рельеф территории продолжает изменяться под воздействием процессов денудации и аккумуляции. Из них на суше наиболее развиты криогенные процессы, что связано с практически повсеместным распространением многолетнемерзлых пород.

СУБАЭРАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Район исследования охватывает территорию, в основном расположенную во внешней и внутренней зонах Тихоокеанского подвижного пояса. Северная и северо-западная части относятся к Верхояно-Чукотской складчатой системе, южная часть – к Корякско-Камчатской покровно-складчатой системе.

Колымское нагорье занимает северную и западную части территории, что составляет примерно половину площади листа. Наиболее крупной орографической единицей является Ичигемский хребет, простирающийся в северо-восточном направлении. Его абсолютные высоты достигают 1200 м, максимальная высота – 1465 м, превышения составляют 700–800 м. Меньшими высотами (700–900 м) с превышениями 500–600 м и меньшей протяженностью характеризуются примыкающие к нему разноориентированные хребты Комелан, Снежный, Ушканий и др. Также частью нагорья является отделенный впадиной р. Парень Тайнынотский хребет с высотами 600–900 м. Эти горные массивы относятся в основном к среднегорью, реже – низкогорью разной степени расчленения. Колымское нагорье расположено на субстрате дислоцированных архей-протерозойских метаморфических пород, палеозой-мезозойских преимущественно осадочных и вулканогенных пород, миоценовых вулканогенных пород. Наибольшее развитие в пределах данной территории получила денудационная группа рельефа, представленная склонами различной крутизны, моделированными гравитационными и криогенными процессами; межгорные впадины и предгорья характеризуются развитием аккумулятивных форм – таких, как моренные холмы, гляциофлювиальные равнины, озерные и речные террасы и т. д.

Пареньская впадина расположена в пределах Колымского нагорья и протягивается в субширотном направлении от побережья Пенжинской губы на запад за территорию листа. Это – аккумулятивная равнина с высотами 0–283 м, к которой приурочены р. Парень с притоками и оз. Пареньское. Впадина длительное время развивалась в качестве зоны аккумуляции отложений различного генезиса и заполнена преимущественно терригенными палеоцен-четвертичными отложениями [121].

Протягивающаяся южнее Колымского нагорья Пенжинско-Анадырская зона низин и поднятий ориентирована в северо-восточном направлении и представлена Пенжинским хребтом, Парапольской и Пенжинской впадинами, вулканическими плато и среднегорьями. Пенжинская впадина (дол) является обширной аккумулятивной равниной с абсолютными высотами, не превышающими 50 м. При ширине в 2–40 км дол протягивается на расстояние порядка 250 км в пределах площади исследования. К нему приурочена долина

р. Пенжина с многочисленными притоками. Пенжинская впадина заполнена четвертичными отложениями различного генезиса; в ее пределах распространена аккумулятивная группа рельефа, представленная озерно-аллювиальной равниной, речными террасами, аллювиально-пролювиальными конусами выноса.

Пенжинский хребет примыкает к Пенжинскому долу с юго-востока и представляет собой линейновытянутую в северо-восточном направлении систему параллельных гряд и хребтов, к которой на западе примыкают разноориентированные хребты Маметчинских гор. Преобладающие высотные отметки с севера-востока на юго-запад увеличиваются от 400 до 600 м; относительные – с 200 до 400 м. Отметок выше 1000 м достигают вершины Таловских и Маметчинских гор (максимальная высота 1059 м). Хребет приурочен к Таловско-Майнскому поднятию и расположен на субстрате интенсивно дислоцированных палеозойских осадочных отложений с блоками протерозойских метаморфических пород и интрузий гипербазитов. Наиболее распространен структурно-денудационный тип рельефа, представленный в основном крутыми и средней крутизны склонами, смоделированными за счет гравитационных и криогенных рельефообразующих процессов. Аккумулятивный рельеф представлен в предгорьях пологонаклонными солифлюкционными шлейфами.

Расположенная южнее Парапольская впадина (дол) в пределах изучаемой территории протягивается на расстояние около 430 км при средней ширине 30 км. Абсолютные высоты составляют 0–571 м. Южная часть дола была подвержена денудации за счет морской абразии и криогенных склоновых процессов, и, как следствие этого, рельеф здесь представлен денудационными равнинами. Остальная часть дола в течение длительного времени развивалась как область аккумуляции различных отложений и занята формами рельефа ледникового, морского, флювиального и других типов генезиса.

По периферии Пенжинско-Анадырской зоны низин и поднятий расположены вулканические плато и среднегорья. Орографически они соответствуют северо-восточной части Окланского плато, хребтам Талелавтилиняк, Ильвапинан, Уннэй-Тунуп, Утгинай и горам на юго-западе территории. Абсолютные отметки плато составляют 400–600 м с превышениями 300–400; в пределах среднегорий высоты – 100–1200 м (максимальная 1339 м – хр. Уннэй-Тунуп), превышения – 600–700 м. Плато и среднегорья приурочены к участкам развития палеогеновых и миоценовых вулканитов. В пределах этих горных массивов наиболее распространена денудационная группа рельефа, представленная крутыми и средней крутизны склонами; незначительно распространены поверхности отпрепарированных лавовых плато и купола интрузий.

Корякское нагорье расположено на юго-востоке изучаемой территории. Наиболее крупные орографические элементы – Корякский и Пылгинский хребты, разделенные межгорной впадиной, к которой приурочена долина р. Вывенка. Массив Корякского хребта к юго-западу распадается на систему разноориентированных хребтов: Ывтыль-Авачум, горы Кыгытыла, горы Огинра-Тунуп и др. Абсолютные отметки выше 1000 м приурочены к осевым частям хребтов (до 1186 м); относительные превышения составляют 600–

800 м. Вывенкской впадиной отделены хребты Пылгинский, Ивтыгын, Яхтынын и др. Наиболее высокий Пылгинский хребет (до 1357 м) протягивается вдоль всего п-ова Говена. Относительные отметки здесь достигают 1000 м. Корякское нагорье расположено на субстрате дислоцированных меловых вулканогенно-осадочных и осадочных отложений с телами гипербазитов, дислоцированных палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений и на палеогеновых и неогеновых вулканитах. Наиболее распространены структурно-денудационная группа рельефа, представленная склонами различной крутизны, отпрепарированными поверхностями лавовых плато, и денудационная группа рельефа, которая представлена склонами, экзарированными ледниками позднеплейстоценового оледенения. Альпинотипный облик хребтов Ивтыгын и Пылгинский подчеркивается сильно расчлененными склонами, троговыми долинами, цирками и карами.

Вывенкская впадина представляет собой аккумулятивную равнину, ориентированную в северо-восточном направлении. Впадина в южной части имеет ширину около 2 км, в центральной части – до 23 км. Абсолютная высота уменьшается с северо-востока на юго-запад со 100 до 14 м. К ней приурочена широкая разработанная долина р. Вывенка. На протяжении длительного периода времени равнина являлась областью аккумуляции четвертичных отложений аллювиального, склонового, ледникового и других типов генезиса.

Генетические группы, типы и формы рельефа

В пределах данной территории, в зависимости от преобладания тех или иных рельефообразующих процессов, выделяются четыре генетические группы рельефа: тектоногенная, структурно-денудационная, денудационная и аккумулятивная. Структурно-денудационная и денудационная группы занимают доминирующее положение, так как большая часть площади территории расположена в пределах горных массивов. Формирование структурно-денудационного, тектоногенного и большинства типов денудационного рельефов началось с возобновлением малоамплитудных тектонических движений в позднем плиоцене и продолжается в настоящее время.

Тектоногенная группа рельефа

Тектоногенный рельеф формировался за счет новейших тектонических движений и представлен единственным типом.

Крутые прямолинейные склоны горных гряд, созданные разрывными дислокациями (1) – это тип рельефа, не имеющий широкого распространения на исследуемой территории. Он прослеживается вдоль Пенжинского хребта, на юго-восточных склонах хребтов Евьенн-Тунуп, Гыкунге-Тунуп, Майни-Какыйнэ и представляет собой тектонические уступы, сформированные на неотектоническом этапе, несколько переработанные и сглаженные эрозией. Склоны крутые (30–50°) прямолинейные, высота их составляет от 100 до 300 м, протягиваются они на расстояние 38–44 км. Тектонические склоны прослеживаются на АФС в виде хорошо заметных по фототону линейных элементов

и приурочены к разломам северо-восточной ориентировки. Тектонические уступы отделяют водораздельные части хребтов от зон аккумуляции отложений.

Структурно-денудационная группа рельефа

Структурно-денудационный рельеф образовался преимущественно за счет воздействия гравитационных и криогенных деструктивных процессов и отражает в своем облике условия залегания горных пород. Он значительно распространен в пределах изучаемой территории и представлен в основном склонами крутыми и средней крутизны и пологонаклонными поверхностями лавовых покровов.

Крутые и средней крутизны куэстообразные склоны, выработанные на субстрате меловых осадочных образований в пределах Маметчинской мульды (2), встречаются только в пределах центральной части Маметчинских гор. Они представлены склонами средней крутизны (15–30°) и крутыми (более 30°). Абсолютные отметки водоразделов составляют 500–650 м, относительные превышения – 300–400 м. Склоны развиты на песчаниках, алевролитах, конгломератах, аргиллитах мелового возраста. Характерная черта куэстового рельефа – асимметрия водораздельных склонов. Простираение основных водоразделов согласуется с простираением складчатых структур. Второстепенные водоразделы, протягивающиеся вкрест простираения пород, имеют ступенчатую форму [139]. Более плотные породы образуют уступы, гривки, структурно-денудационные останцы. В целом водоразделы и склоны сглаженной и чуть выпуклой формы покрыты чехлом делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений. Этот тип рельефа хорошо дешифрируется на АФС благодаря причудливо изгибающимся водоразделам гряд.

Пологонаклонные сглаженные поверхности палеогеновых (3а) и миоценовых (3б) лавовых покровов. Палеогеновые лавовые покровы (3а) слагают юго-восточную часть Окланского плато, горы Талелавтилиняк, а также горы на юго-западе территории. Относительно широкие (2–6 км) и протяженные (до 40 км) водоразделы ступенчатого строения расположены на высотах от 300 до 600 м. Поверхности водоразделов часто ограничены структурно-денудационными уступами высотой от 5 до 25 м, реже до 160 м [137]. Миоценовые лавовые покровы (3б) расположены на юге территории – горы Гульвитахепын, Майниханяв, Анапкетынаю, Камлильхын-Тунуп, Хетапхаен. Широкие, сглаженные, пологонаклонные (5°) водоразделы расположены на абс. выс. 400–600 м, значительно расчленены эрозией и отделены уступами высотой до 20 м от склонов средней крутизны. Поверхности палеогеновых и миоценовых лавовых покровов покрыты элювиально-делювиальным чехлом отложений мощностью до 1–2 м, также широко распространены «каменные моря» [102].

Крутые расчлененные слабовыпуклые склоны отпрепарированных субвулканических тел (4) расположены в пределах распространения эффузивных покровов палеогенового возраста на юге Окланского плато. Субвулканические тела выражены в рельефе двумя горными массивами овальной формы (в плане) с абс. выс. до 729 м (г. Манилинская). Слабовыпуклые крутые (25–30°) склоны покрыты чехлом десерпционно-солифлюкционных отложений.

Крутые и средней крутизны прямолинейные склоны линейновытянутых, реже разнонаправленных горных гряд, выработанные на субстрате интенсивно дислоцированных преимущественно ордовик-меловых осадочных отложений с блоками протерозойских метаморфических пород и интрузий гипербазитов Таловско-Майнского поднятия (5) развиты в пределах Пенжинских, Понтонейских и частично Маметчинских гор, где абсолютные высотные отметки составляют 400–600 м. Длительная препарировка складчатых структур этих горных массивов, в строении которых участвуют литологически разнородные интенсивно дислоцированные горные породы, способствовала их интенсивному расчленению за счет процессов денудации [110] – и, как следствие, получился «беспорядочный рельеф». Преимущественно встречаются склоны крутые ($>30^\circ$) и средней крутизны ($15\text{--}25^\circ$) прямые, реже – ступенчатые и с денудационными останцами разнообразной формы. Останцы образованы в результате препарировки глыб известняков, габбро, метаморфических, кремнистых пород и имеют высоту 5–100 м [32]. Крутые и средней крутизны прямые склоны и узкие гребневидные водоразделы встречаются в пределах Маметчинских гор и центральной части Пенжинского хребта. В приводораздельной части склоны подвержены сильному эрозионному расчленению и характеризуются эрозионными бороздами, рывтинами, ложбинами. Прямые и слабовыпуклые склоны средней крутизны в сочетании со сглаженными водоразделами формируют слаборасчлененный рельеф расположенных в центральной части Понтонейских гор. Для сглаженного грядового низкогорья (восточная часть Пенжинского хребта) и предгорий характерны пологие ($<15^\circ$) вогнутые или прямые склоны, покрытые чехлом делювиально-солифлюкционных и солифлюкционных отложений. Для данного типа рельефа характерна густая речная сеть, многие водотоки пересекают склоны вкрест их простирания.

Крутые и средней крутизны прямолинейные склоны линейновытянутых гряд, выработанные преимущественно на субстрате палеогеновых осадочных и вулканогенно-осадочных образований Тылговаямского синклинория (6), встречаются на юго-востоке территории и приурочены к хребтам Гавилгилан, Мамигай, Останцовый и Майни-Какыйнэ, горам Увалистым и Тиличинским, которые представляют собой узкие протяженные хребты и гряды высотой 200–400 м, ориентированные в северо-восточном направлении и разделенные межгорными впадинами с развитой речной сетью. Прямые скальные изредка покрытые щебнисто-глыбовым материалом крутые ($>30^\circ$) либо средней крутизны ($<25^\circ$) склоны, и узкие, гребневидные водоразделы характерны для наиболее приподнятых частей хребтов. В водораздельной части наблюдаются денудационные останцы и следы ледниковой экзарации. Прямые пологие и средней крутизны ($10\text{--}20^\circ$) склоны, покрытые преимущественно делювиальными или делювиально-солифлюкционными отложениями, и уплощенные водоразделы характерны для невысоких хребтов и гряд – как, например, Останцовый хребет, Увалистые и Тиличинские горы. Основные проявляющие себя здесь геоморфологические процессы – криогенно-денудационные и гравитационные. Гряды и хребты, принадлежащие к данному типу рельефа, хорошо дешифрируются на АФС и АКС благодаря вытянутой линейной форме в плане.

Крутые и средней крутизны густорасчлененные склоны, выработанные на субстрате интенсивно дислоцированных меловых преимущественно осадочных образований и интрузий гипербазитов с широко распространенными линейновытянутыми зонами осадочного меланжа Ветвей-Укэляятского поднятия и Лесновского антиклинория (7) приурочены к Корякскому хребту. Значительная дислоцированность геологического субстрата подчеркивается процессами денудации, что привело к формированию рельефа сильнорасчлененного и разнообразного по своему внешнему виду. Обрывистые и крутые ($>30^\circ$) склоны, осложненные эрозионными промоинами, распадками и денудационными останцами, в сочетании с гребневидными водоразделами характерны для среднегорий [5а]. На водоразделах, ориентированных вкрест простирания горных пород, наблюдается частое чередование вершин и предопределенных разломами седловин. Менее крутые склоны ($<30^\circ$) предгорий характеризуются широкими распадками и чехлом преимущественно десерпционно-солифлюкционных и делювиально-солифлюкционных отложений. Поверхность сглаженных водоразделов покрыта элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Устойчивые к выветриванию горные породы выражены в рельефе в виде гривок и останцов. Отпрепарированные интрузии гипербазитов выделяются среди прочего рельефа своей округлой формой (в плане) и крутыми (30°) выпуклыми скальными склонами. Абсолютные высоты таких куполовидных тел составляют около 600 м [111]. Приводораздельная часть Корякского хребта подвергалась ледниковой экзарации в позднем неоплейстоцене, в результате были сформированы троговые долины, в верховьях которых – цирки, достигающие в поперечнике 2 км. Для Корякского хребта характерна густая речная сеть, направленная как вдоль, так и вкрест его простирания. Формирование данного типа рельефа обусловлено общим интенсивным воздыманием Ветвей-Укэляятского поднятия и Лесновского антиклинория на неотектоническом этапе, которое привело к активизации различных деструктивных геоморфологических процессов, и последующими оледенениями.

Денудационная группа рельефа

Денудационная группа рельефа, возникшая под воздействием гравитационных, криогенных, абразионных и экзарационных процессов, широко распространена на территории листа. В основном она представлена крутыми и средней крутизны склонами, пологоувалистыми и субгоризонтальными равнинами.

Крутые и средней крутизны склоны горных хребтов, моделированные преимущественно гравитационными и криогенными процессами на субстрате дислоцированных архей-протерозойских метаморфических пород, палеозой-мезозойских преимущественно осадочных и вулканогенных образований, меньше – интрузивных пород (8), приурочены к Колымскому нагорью. Наиболее крутые (30°) обвально-осыпные склоны и гребневидные узкие водоразделы с глубокими седловинами расположены в пределах альпинотипного среднегорья с высотами 1000–1465 м. Профили склонов чаще всего прямые, в верхней части расположены денудационные останцы, цирки и кары.

Созданию подобного рельефа способствовали денудационные процессы – такие, как эрозия, экзарация, морозное выветривание. На участках развития эрозии поверхность склонов изрезана бороздами и рытвинами, подножия покрыты шлейфами осыпей. К среднегорью с широкими сглаженными водоразделами на абсолютных отметках 600–900 м приурочены десерпционно-солифлюкционные и делювиальные склоны средней крутизны (15–25°). Здесь распространены процессы криогенного ряда с образованием крупнообломочного или щебнистого элювия на водоразделах и курумов на склонах. К низкогорьям приурочены пологие (5–15°) вогнутые склоны со сглаженными водоразделами. Они моделированы в основном делювиально-солифлюкционными процессами, их поверхность осложнена мерзлотными микроформами рельефа. В течение четвертичного периода территория неоднократно подвергалась оледенениям, вследствие чего получили широкое распространение экзарационные формы рельефа – такие, как троговые долины, бараньи лбы, цирки и кары. Позже они были значительно разрушены, переработаны эрозией и склоновыми процессами. Гидросеть древовидного типа, часто встречаются спрямленные участки речных долин, маркирующие собой разломы. В русловых частях долин, в местах выхода подмерзлотных вод распространены наледные поляны с мощностью льда больше 4–5 м [4].

Крутые и средней крутизны склоны горных массивов, моделированные преимущественно гравитационными и криогенными процессами на субстрате палеогеновых (9а) и миоценовых (9б) в основном вулканогенных образований. Крутые и средней крутизны (20–80°) склоны на субстрате палеогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (9а) развиты в пределах горных хребтов Талелавтилияк, Ильвапинан, Уннэй-Тунуп, Утгинай, Окланского плато и т. д. Склоны на палеогеновых вулканогенно-осадочных породах имеют прямой либо слабовогнутый поперечный профиль. Их поверхность значительно расчленена за счет процессов солифлюкции, делювиального сноса и эрозии. Склоны на палеогеновых эффузивах часто осложнены ступенями высотой от 2 до 30, реже – до 70 м, что соответствует мощности лавовых покровов. От субгоризонтальной вершинной поверхности склоны отделены структурно-денудационным уступом высотой до 160 м. Рельеф осложнен куполовидными интрузивными и субвулканическими телами, дайками, лавовыми конусами и куполами, денудационными останцами [137]. Данный тип рельефа был существенно переработан гравитационными и криогенными процессами, что обусловило сглаженный облик поверхностей ступеней и наличие чехла солифлюкционных, десерпционных и делювиальных отложений.

Крутые и средней крутизны (20–80°) склоны на миоценовых вулканогенных образованиях (9б) развиты в пределах хребтов Анапкетынаю, Камлильхын-Тунуп, Хетапхаен. Склоны имеют ступенчатый поперечный профиль с уступами до 20 м в верхней части и покрыты чехлом десерпционно-солифлюкционных и делювиально-солифлюкционных отложений, мощность которых увеличивается к подножию. Гидросеть здесь древовидного типа, реки имеют каньоно- и корытообразный поперечные профили. В верхнем неоплейстоцене склоны были частично моделированы экзарационными процессами, что усложнило их внешний облик цирками, карами и трогами.

Крутые и средней крутизны склоны хребтов Пылгинский и Ивтыгын с гребневидными водоразделами, экзарированные ледниками второй стадии поздненеоплейстоценового оледенения (10). К альпинотипному среднегорью с выс. отм. 700–1300 м приурочены крутые (25–70°) прямые обрывистые склоны с остроскальными пилообразными водоразделами и многочисленными сближенными многоступенчатыми цирками в приводораздельной части. Цирки и кары округлой формы диаметром 2,0–2,5 км обычно заполнены современной мореной или небольшими озерами, также могут встречаться скопления фирна и снежники. При соединении нескольких цирков на водоразделах между ними наблюдаются пикообразные останцы – карлинги. Нижние части склонов покрывает маломощный делювиальный чехол. В пределах среднегорий и низкогорий на высотах менее 700 м расположены крутые (30–40°) чуть выпуклые склоны, покрытые делювиальными отложениями. К побережью склоны выходят клифами высотой от 10 до 500 м, крутизной до 90°. Мелкие ручьи, стекающие непосредственно к морю, образуют висячие устья с высотой водопадов до 100 м [80]. Повсеместно распространены троговые долины, формировавшиеся во время поздненеоплейстоценового оледенения. Они начинаются от цирков в верховьях рек, заканчиваются часто у побережья лагунами и бухтами фиордового типа. Наиболее выраженные троговые долины показаны на геоморфологической схеме внемасштабно. В течение четвертичного периода рельеф этой территории омолаживался в результате неотектонических движений. Формированию альпинотипного рельефа способствовали сравнительно низкое положение снеговой линии, древние оледенения, сильная дислоцированность и литологический состав горных пород.

Пологоувалистая равнина, сформированная процессами комплексной денудации на субстрате миоценовых вулканогенно-осадочных и осадочных пород (11) в пределах изучаемой территории занимает южную часть Пусторецкой впадины. Абсолютные отметки здесь возрастают с севера на юг от 150 до 340 м. Поверхность равнины слабо всхолмлена, наблюдаются увалы высотой до 400–560 м и вложенные ящикообразные речные долины с врезом до 100–150 м. Для долин рек весьма характерны оползневые явления. Равнина сформировалась за счет процессов комплексной денудации, сейчас наиболее развиты процессы делювиально-солифлюкционного сноса и эрозионного расчленения.

Субгоризонтальные равнины, сформированные процессами комплексной денудации на субстрате палеоген-неогеновых осадочных и вулканогенно-осадочных пород (12), развиты на побережье Пенжинской губы и зал. Корфа. Расположенный на восточном берегу Пенжинской губы участок занимает юго-западную часть Парапольского дола, выходящую к Рекиннинской губе: это – бассейны рек Пустая, Рекинники, Куйвиваям. Абсолютные отметки составляют 0–150 м. Участок, расположенный на западном берегу Пенжинской губы, занимает перешеек п-ова Елистратова и побережье к северу от него. Абсолютные отметки – 0–100 м. На побережье зал. Корфа данный тип рельефа развит на высотах 0–156 м и занимает п-ов Ильпинский. Поверхность равнин плоская слабо наклоненная к морю под углом 1–3°, частично заболочена [49]. Многолетняя мерзлота играет важную роль в образовании микроформ рельефа – таких, как термокарстовые озера, полигональные почвы, гидролак-

колиты. Равнина сформировалась за счет процессов комплексной денудации. В четвертичный период она подвергалась морской абразии, затем была расчленена гидросетью [135].

По материалам предшественников в пределах Колымского нагорья выделяются три уровня поверхностей выравнивания на высотах 1000–1200, 800–1000, 600–800 м [2], но в масштабе карты они не выражаются. Поверхности выравнивания сформированы процессами комплексной денудации в основном на отложениях позднего мела. Отдельные субгоризонтальные площадки, разделенные разрывными нарушениями, образуют на склонах серию ступеней, поверхность их покрыта элювием.

Аккумулятивная группа рельефа

Аккумулятивный рельеф распространен в пределах межгорных впадин, крупных низменностей, в долинах водотоков, вдоль побережья Пенжинской губы и Берингова моря. В зависимости от основного рельефообразующего фактора, группа подразделяется на типы, сформированные морской, речной, ледниковой, озерной и другими видами аккумуляции. Возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его отложений и соответствует временному интервалу средний неоплейстоцен–голоцен. Отсутствие более древних аккумулятивных форм связано с длительным преобладанием денудационных процессов.

Русла, пойменные и надпойменные речные террасы (13) развиты в большинстве крупных речных долин. Относительная высота низкой поймы – 0,5–1,0 м, высокой – 1,5–2,5 м, они отделены друг от друга уступом. Максимальная ширина низкой и высокой пойм наблюдается в долине р. Пенжина и составляет соответственно 6 и 7 км [94], в других долинах – первые сотни метров. Поверхность пойм плоская, иногда ступенчатая, осложнена извилистыми протоками, старицами, галечниковыми валами, выходами коренных пород, местами покрыта лесом, кустарником. Высокая пойма сформирована в среднем голоцене, формирование низкой поймы и русла началось в позднем голоцене и продолжается по настоящее время. На территории выделяются три уровня аллювиальных террас, сформированных в позднем неоплейстоцене и голоцене. На равнинных участках они преимущественно аккумулятивные, реже имеют цокольное строение. В пределах горных массивов больше распространены цокольные надпойменные террасы. Первая надпойменная терраса раннеголоценового возраста развита во многих долинах в виде узкой полосы шириной от первых сотен метров до 2 км (р. Куйвиваям), высотой от 3 до 10 м [68]. Вторая надпойменная терраса сформировалась во время межстадиала в бассейнах рек Вывенка, Тылхой, Парень и др. Ее высота колеблется от 6 до 20 м, ширина – до 7 км (р. Вывенка). Поверхность осложнена термокарстовыми формами рельефа, часто заболочена. Третья надпойменная терраса образовалась в межледниковье, ее высота – 15–35 м, ширина – до 4,4 км (р. Пенжина). Поверхность субгоризонтальная ровная, частично заболочена. Также в бассейнах рек Тиличики, Парень, Тылхой локально развиты фрагменты террас, сформированные во время второй стадии поздннеоплейстоценового оледенения. Это – заболоченные, реже сухие поверхности, отде-

ленные от более молодых аллювиальных форм крутым уступом высотой 7–10 м. Ширина террасы составляет 0,5–5 км. На левом берегу р. Пенжина наблюдается фрагмент террасы на отложениях первой стадии позднеплейстоценового оледенения. Высота террасы – 25–30 м, ширина колеблется от 0,4 до 4,0 км, длина – от 2 до 11 км. Поверхность ее пологонаклонная ровная.

Морская пологонаклонная равнина и морские террасы (14) представлены весьма ограниченно, несмотря на значительную протяженность береговой линии. Морская пологонаклонная равнина приурочена к приустьевым участкам рек Шестакова, Микина, Ольховка и сложена преимущественно прибрежно-морскими отложениями позднего неоплейстоцена. Абсолютные высоты составляют 0–100 м, к морю она выходит уступом высотой до 10–50 м. Поверхность равнины плоская, покрыта озерами, полого наклонена под углом 2–3° в сторону моря. Ее пересекают узкие глубоко врезаемые долины ручьев [101]. Морские позднеплейстоценовые и голоценовые террасы смешанного и цокольного типов нескольких высотных уровней фрагментарно развиты на побережье заливов Корфа, Анапка, Олюторский, а также Пенжинской губы. В масштабе геоморфологической схемы показан лишь участок развития террас на западном побережье п-ова Говена. Наиболее выражены террасы пяти уровней: 10–15, 20–25, 40–50, 70–80, 100–120 м. Прослеживаются они в виде фрагментов шириной до 50 м, длиной 100–200 м. Поверхность их ровная, тыловой шов обычно завалуирован склоновыми отложениями [81].

Озерная субгоризонтальная равнина и озерные террасы (15) расположены в районе оз. Пареньское на озерных отложениях позднего неоплейстоцена–голоцена. Поверхность равнины располагается на абс. отм. 0–240 м, заболочена и осложнена термокарстовыми понижениями. Озерные террасы оз. Пареньское – трех уровней: времени межстадиала, второй стадии позднеплейстоценового оледенения и голоцена; они отделены друг от друга небольшими уступами высотой 5–7 м. Поверхности террас ровные заболоченные с большим количеством озер [121].

Озерно-аллювиальная субгоризонтальная равнина (16) орографически соответствует впадинам Пенжинского и Парапольского долов (абс. выс. – от 0 до 50 м). Равнины образовались за счет аккумулятивной деятельности блуждающих водотоков в позднем неоплейстоцене и процесса заболачивания, продолжающегося и по настоящее время. Поверхность равнин плоская, местами слабохолмистая, полого наклонена к осевой части, которая в Пенжинском доле занята р. Пенжина, а в Парапольском – системой блуждающих водотоков (куюлов). Здесь они широко разливаются и меандрируют, образуя плоскую заболоченную поверхность с множеством проток, озер, стариц. Равнина покрыта кочкарниковой тундрой, встречается большое количество аласов (блюдцеобразных западин) диаметром 0,1–1,5 км и глубиной 1–3 м, в которых часто сохраняются озера глубиной первые метры [5а]; также широко распространены бугры пучения, полигональные грунты, гидролакколиты диаметром до 50 м и высотой до 10 м [3].

Холмисто-увалистая поверхность морен второй стадии позднеплейстоценового оледенения (17). Этот тип рельефа представлен холмисто-увалистыми поверхностями основных морен и конечно-моренными грядами

хорошей сохранности. Беспорядочно расположенные холмы и увалы высотой до 5–20 м разделены блюдцеобразными понижениями – сухими или заполненными водой, иногда заболоченными. Конечно-моренные гряды высотой 10–40 м представлены серией дугообразных валов, слегка выпуклых вниз по долине, или цепочкой холмов [8]. Оледенение носило долинный характер, имело ограниченное распространение и тяготело к центрам оледенений на хребтах Ичигемский, Пылгинский, Корякский. Поэтому данный тип рельефа в основном встречается в пределах горных сооружений на высотах 150–600 м – за исключением юго-востока территории, где конечно-моренные валы фиксируются вдоль побережья зал. Корфа и продолжаются в подводной его части [81].

Гляциофлювиальные террасы и зандровые плоские равнины второй стадии поздненеоплейстоценового оледенения (18) ограниченно развиты по периферии моренного рельефа второй стадии поздненеоплейстоценового оледенения. Плоские слабонаклонные поверхности зандровых равнин обычно задернованы и заболочены. Они протягиваются от конечно-моренных валов, где, постепенно сужаясь в долинах рек, переходят в гляциофлювиальные террасы. Поверхность террас плоская сухая, иногда заболочена либо разбита морозобойными трещинами на полигоны [8]. От аллювиальных форм рельефа она отделена уступом высотой до 25 м [5a].

Холмисто-западинная поверхность морен первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения (19). Этот тип рельефа представлен холмисто-западинными слабосглаженными поверхностями боковых и основных морен и фрагментами конечно-моренных валов. Пологосклонные холмы и реликтовые моренные валы высотой до 50 м разделены сухими или заболоченными западинами [75]. Рельеф интенсивно переработан эрозией, склоновыми и криогенными процессами, на побережье морены разрушены за счет морской абразии. Ледники первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения по сравнению с ледниками второй стадии занимали большую площадь, и сформированный ими рельеф характеризуется широким распространением в пределах горных сооружений и прилегающих равнин, но худшей сохранностью. Центры оледенения находились на хребтах Ичигемский, Корякский, Пылгинский.

Слабовсхолмленные или плоские поверхности зандровых равнин и гляциофлювиальных террас первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения (20) широко представлены в дистальной зоне краевых моренных образований первой стадии горно-долинного оледенения. Плоская слабовсхолмленная пологонаклонная (1–3°) поверхность равнин интенсивно переработана термокарстом и эрозией, задернована, местами заболочена. В долинах рек она прослеживается в виде пологонаклонных поверхностей гляциофлювиальных террас высотой до 25–30 м, в которые вложены аллювиальные террасы [111].

Пологоувалистая поверхность морены полупокровного среднеоплейстоценового оледенения (21) сохранилась в виде небольших фрагментов на юго-западе изучаемой территории в долине р. Пустая и в предгорьях Колымского нагорья и на левом берегу р. Парень. Это – заболоченная пологоувалистая равнина с отдельными невысокими (первые метры) холмами, сильно разрушенная денудационными процессами. На ее поверхности встречаются сгла-

женные ледником валуны и глыбы [48]. Среднеплейстоценовое оледенение носило полупокровный характер и имело, вероятно, широкое распространение, но его следы были уничтожены последующими оледенениями и различными денудационными процессами.

Пологонаклонная поверхность солифлюкционных шлейфов (22). Шлейфы распространены в нижних частях денудационных склонов и представлены пологими (4–12°) относительно выровненными поверхностями со слабоогнутым профилем, осложненными солифлюкционными террасами и деллями. Шлейфы сложены голоценовыми отложениями, представленными преимущественно мелкоземом с включениями разноразмерных обломков. Их широкое распространение связано с литологическим составом горных пород и повсеместным развитием многолетнемерзлых пород [4].

Пологонаклонная поверхность аллювиально-пролювиальных конусов выноса («сухих дельт») (23) распространена в пределах Пенжинского и Парапольского долов и Вывенской впадины. Она формировалась в позднем неоплейстоцене–голоцене за счет отложения осадков временных и постоянных водотоков при их выходе из горного массива на равнину. Конусы в плане имеют характерную треугольную форму с вытянутой вершиной. Поверхность конуса выноса полого наклонена вниз по течению водотока, покрыта сетью неглубоко (0,7–1,5 м) врезанных радиальных ложбин – русел временных водотоков [244].

Пологонаклонная поверхность пролювиальных шлейфов (24) распространена в Парапольском долу, где шлейфы из слившихся конусов маскируют предгорья и протягиваются на расстояние 20–80 км. Они приурочены к приустьевым частям небольших относительно крутых распадков, представлены выпуклыми слаборасчлененными поверхностями конической формы, сформированными пролювиальными отложениями голоцена.

СУБАКВАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Исследуемая территория с запада омывается водами Пенжинской губы, которая является северо-восточной частью Охотского моря, а с юго-востока – заливами Берингова моря. Акватория характеризуется слабой степенью изученности геолого-геофизическими методами. Наиболее исследована северная часть Пенжинской губы.

Формирование субаквального рельефа, как и субаэрального, происходит под воздействием эндогенных и экзогенных процессов – с той лишь разницей, что последние в акватории уступают по своей интенсивности таковым на суше. Главный экзогенный фактор морского рельефообразования – различные виды движения водных масс. Также большое значение имеют поступающие с суши осадки. Привнос материала осуществляется в основном за счет крупных рек (Пенжина, Вывенка и др.), абразии и размыва берегов и дна на мелководье.

Исследуемая акватория принадлежит к двум геоструктурам – мегавпадинам Охотского и Берингова морей. Здесь выделяются три крупные морфоструктуры: шельф Охотского моря, шельф и материковый склон Берингова

моря. Шельф Охотского моря, представленный Пенжинской губой, имеет форму пологовогнутой впадины с постепенным нарастанием глубин к устьевой части. Угол склона в основном не превышает $0,3^\circ$. Поверхность шельфа Берингова моря пологоволнистая, наклонена к материковому склону под углом $0,5^\circ$. Бровка шельфа расположена на глубине 130–150 м и отделяет материковый склон, который на исследуемой территории представлен небольшим участком наклонной поверхности от 130 до 300 м глубиной, протяженностью около 10 км и характеризуется постепенным нарастанием уклона от 1 до 4° .

Охотоморский и Берингоморский мегабассейны седиментации имеют ряд отличий. Охотское море – внутреннее, характеризуется постепенным нарастанием глубин, но при этом достаточно бурное. Гидродинамический режим Пенжинской губы определяется, в первую очередь, приливно-отливными течениями, волнением и в меньшей степени постоянными течениями. Во время штормов воздействие на дно может достигать глубины 50 м. Учитывая мелководность, воздействию штормовых волн подвержена вся акватория Пенжинской губы. Приуроченность к восточной окраине материка и форма залива, далеко вдающегося в сушу, обуславливают характерные для губы высокие приливы (самые высокие регистрируемые в береговой зоне России) до 13,4 м. С ними связаны мощные приливно-отливные течения, скорость которых составляет 1,5–2,0 м/с. При таких скоростях отмечается перенос частиц гравия и гальки размером до 30 мм. Приливные течения направлены на север, северо-восток, отливные – на юг, юго-запад. Также на процесс отложения и перераспределения осадка в Пенжинской губе влияют постоянные течения. С ними связаны размыв отложений на мелководье на восточном побережье и аккумуляция на юго-западе. В целом в Пенжинской губе преобладает аккумулятивный субаквальный рельеф.

Берингово море – окраинное, более открытое для воздействия воздушных масс и океанических течений. Шельф здесь менее протяженный. Расстояние от береговой линии до бровки материкового склона в Олюторском заливе составляет 45–60 км. Следовательно, шельф здесь более выражен в качестве зоны транзита материала от источника (суша) к последующему перемещению по материковому склону. В связи с этим преобладает денудационный рельеф.

Берингово море бурное, поэтому одним из наиболее значимых факторов, определяющих процессы осадконакопления на глубинах до 50–70 м, является волнение. Во время штормов воздействие на дно достигает глубины больше 100 м. В прибрежной зоне проявлены как приливно-отливные, так и постоянные течения. Они выносят тонкообломочный, а иногда и песчаный материал с мелководья на более глубоководные участки дна. Постоянные течения направлены с северо-востока на юго-запад. Высота приливов в Беринговом море значительно меньше их значений в Пенжинской губе, однако они оказывают заметное влияние на распределение поступающего осадка.

Особенности строения морского дна и гидрологический режим акватории предопределили развитие на шельфе и материковом склоне нескольких генетических групп рельефа: денудационно-тектонического, денудационного, аккумулятивного. Начало формирования денудационного и денудационно-тектонического рельефов, как и на суше, обусловлено малоамплитудными тектоническими движениями в позднем плейстоцене. Их возраст определяется

как плиоцен-четвертичный. Возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его голоценовых осадков.

Зона материкового склона

Денудационно-тектогенная группа рельефа

Слабонаклонная поверхность континентального склона (25) на исследуемой территории расположена в акватории Берингова моря в пределах Олюторского залива. От шельфа она отделена бровкой на глубине 130–150 м и распространяется до глубины 300 м (в пределах листа). Вниз по склону значение уклона постепенно нарастает от 1 до 4°. В этой зоне только начинается медленное оползневое перемещение осадочных масс, представленных в основном алевритами. Поверхность склона осложнена ложбинами, которые с глубиной переходят в каньоны, предопределенные тектонически.

Зона материковой отмели

Денудационно-тектогенная группа рельефа

Пологонаклонные поверхности склонов тектонической впадины (26), расположенной в центральной наиболее суженной части Пенжинской губы. О тектоническом происхождении говорят ее узкая и удлиненная форма в плане, относительно крутые (до 5°) склоны, резкое увеличение глубины от 0 до 100 м на небольшом расстоянии. Склоны прямые, на дне происходит аккумуляция осадков.

Денудационная группа рельефа

Слабонаклонная поверхность аккумулятивно-абразионной равнины, открытой в сторону континентального склона (27). Равнина расположена в пределах Олюторского залива на глубинах 10–110 м, наклонена под углом 1° к материковому склону. Относительно небольшие глубины, открытость в сторону моря, уклон дна благоприятствуют процессам абразии за счет постоянных течений и волнения. Здесь происходит распределение отложений в зависимости от гранулометрического состава: более легкий материал выносятся в более глубоководные части, песчано-гравийно-галечный материал осаждается.

Аккумулятивная группа рельефа

Плоская субгоризонтальная абразионно-аккумулятивная равнина приливно-отливной зоны (28) характеризуется небольшим распространением в мелководной части Пенжинской губы. Ее формирование обусловлено высокими и мощными приливами этого региона. Активный гидродинамический режим обуславливает частое переотложение осадков разного гранулометрического

состава. При отливе наблюдается протяженная полоса осушки (до 10 км) в устье Пенжины и Рекининской губе.

Субгоризонтальная поверхность равнины в зоне волновой аккумуляции (29) примыкает к равнине приливно-отливной зоны, встречается на глубинах до 10 м в заливах Анапка, Уала, Корфа, в Пенжинской губе. Эта территория не осушается даже во время сильных отливов. Формирование данного типа рельефа произошло благодаря интенсивной волновой деятельности моря. Здесь преобладают процессы аккумуляции.

Субгоризонтальная поверхность аккумулятивной равнины со следами абразии (30) имеет широкое распространение в пределах исследуемой акватории на глубинах до 50 м в Пенжинской губе, до 100–130 м в Олюторском заливе. Основная рельефообразующая сила – волновая аккумуляция. Одновременно происходят процессы аккумуляции и абразии отложений, что приводит к частым изменениям поверхности дна: где-то образуются временные отмели и косы, где-то обнажаются коренные породы.

Слабонаклонная поверхность пологовогнутой аккумулятивной равнины (31) соответствует впадине зал. Корфа. Залив характеризуется субгоризонтальной поверхностью дна до глубин 20 м, затем поверхность становится пологонаклонной в сторону открытого моря под углом 1° . Возможно, изобата со значением 20 м соответствует затопленной береговой линии, глубже которой расположена затопленная бухта. От древней береговой линии по затопленной бухте и далее по дну залива проходит ложбина стока – древнее русло реки. Гранулометрический состав отложений неоднороден: в эстуарной части он представлен илисто-глинистым материалом, в прибрежной зоне – гравийно-галечно-песчаными отложениями, сформированными под влиянием волнового воздействия морских вод.

Субгоризонтальная поверхность эрозионно-аккумулятивной слабовсхолмленной равнины (32) представлена только в Пенжинской губе на глубинах от 0 до 50 м. Формировалась она под влиянием процессов аккумуляции и абразии вследствие воздействия волнения, приливно-отливных и постоянных течений, характеризуется наличием слабовыраженных ложбин, которые, вероятно, являются затопленными речными долинами.

В течение четвертичного периода уровень воды в мировом океане неоднократно изменялся, трансгрессии чередовались с регрессиями. Расположенные вдоль побережья террасы высотой до 120 м свидетельствуют о морской трансгрессии в позднем неоплейстоцене и голоцене. Морскую регрессию подтверждают затопленные древние береговые линии и абразионные морские террасы. В юго-восточном секторе Охотского моря были выявлены древние береговые линии на глубинах 132–134, 80, 62–64, 43–46, 19–20 м и на высоте 3–5 м. Их формирование относится к эпохе последней послеледниковой трансгрессии конца позднего неоплейстоцена–начала голоцена [181]. Возможно использование этих данных для всей акватории с поправкой на разную амплитуду неотектонических движений. Рассматриваемая акватория Пенжинской губы мелководна – следовательно, она не раз полностью и частично осушалась во время морских регрессий. В связи с этим на исследуемой акватории предполагается наличие затопленных субэвральных форм рельефа: древних береговых линий, террас, речных долин, ледниковых форм

рельефа. Результаты дешифрирования АФС и АКС подводной части заливов Анапка, Уала, Корфа и их сравнение с положением конечно-моренных гряд последнего оледенения в прибрежных частях речных долин указывают на их возможное продолжение и под водой.

Современное побережье Пенжинской губы характеризуется чередованием высоких береговых клифов (15–400 м у п-ова Елистратова), протягивающихся на десятки километров, с невысокими аккумулятивными и аккумулятивно-абразионными берегами, приуроченными преимущественно к выходам к морю речных долин. Клиф характеризуется крутым уступом, четко выраженной бровкой, в его основании развиты волноприбойные ниши, скальные бенчи. У низких берегов в бухтах развиты узкие (20–100 м) полосы пляжа, пляжевые косы и бары, широкие полосы осушки. Протяженный участок береговой линии с преобладающими процессами аккумуляции расположен в северо-западном (севернее устья р. Парень) и северо-восточном (в районе устьев рек Манилы, Пенжина, Таловка) сегментах Пенжинской губы.

Абразионные берега Берингова моря скалистые обрывистые крутые высотой до 500 м с гротами и волноприбойными нишами в основании. Также встречаются абразионно-лагунные и абразионно-аккумулятивные типы берега, которые характеризуются наличием морских кос, отделяющих лагуны от открытого моря.

Для побережья Олюторского залива типичны фиордовые берега. На склонах вдоль побережья широкое распространение получили оползневые процессы, что связано с повсеместным развитием многолетней мерзлоты и составом пород. Выделяются оползни площадью более 0,5 км² (западное побережье зал. Корфа).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Начало формирования рельефа территории относится к палеогену, когда район вступил в орогенный этап развития с интенсивными дифференцированными движениями. Для этого периода характерно образование вулканических плато, которое продолжилось и в миоцене [64]. За ним последовал этап морской трансгрессии и относительной тектонической стабилизации, вызвавшей нивелировку горных сооружений. Обломочный материал поступал в сформировавшиеся области сноса, частично затопленные морем. К концу миоцена возобновлялись тектонические движения, что приводило к регрессии моря. На большей части территории установился континентальный режим, происходило активное расчленение суши [79]. В это время закладывался генеральный рисунок гидросети и проявлялся ключевой этап вулканической деятельности – плато эффузивов бронировало более древний выработанный рельеф. В раннем плиоцене произошла очередная морская трансгрессия. Береговая линия достигала отметок 120 м [79]. До позднего плиоцена развивались процессы денудации, препарировались древние структуры. Межгорные депрессии оставались областями аккумуляции наносимого материала. С конца плиоцена начался неотектонический этап, происходило общее поднятие территории, что привело к омоложению рельефа. В пределах гор-

ных массивов начинали формироваться структурно-денудационный и денудационный рельефы склонов различной крутизны.

Достоверных следов раннеплейстоценового этапа развития рельефа не сохранилось [48]. Проследить историю его формирования возможно лишь со среднего плейстоцена. В это время в результате похолодания климата на значительной площади получило развитие полупокровное оледенение, сформировавшее моренный рельеф. При таянии ледников образовывались гляциофлювиальные равнины. Ледниковые и гляциофлювиальные формы рельефа в дальнейшем были переработаны различными денудационными процессами и, как следствие этого, практически не сохранились в пределах изучаемой территории. В последующее за среднеплейстоценовым оледенением межледниковье формировались аллювиальные и морские формы рельефа в нижних частях долин крупных водотоков и на побережье.

Очередное похолодание климата в позднем плейстоцене привело к горно-долинному оледенению. Ледники первой стадии имели на территории наибольшее распространение. Сформированный ими моренный рельеф присутствует в большинстве долин Корякского и Колымского нагорий. Эрозионные долины за счет ледниковой экзарации приобрели черты трогов. Произошло частичное выпаживание межледниковых отложений и перекрытие их моренами [80]. В нижних частях долин при последующем отступании ледников образовались серии конечно-моренных валов, а при их таянии – гляциофлювиальные равнины и террасы. Межстадиал характеризуется дальнейшим эрозионным и денудационным расчленением территории, образованием аллювиальных террас, конусов выноса, во впадинах – накоплением толщ озерно-аллювиальных отложений [32]. Ледники второй стадии были распространены ограниченно и не выходили за пределы горных массивов. Они значительно омолодили рельеф, придав ему альпинотипный облик. В голоцене потепление климата привело к полному уничтожению долинных ледников; в большинстве рек происходило формирование первой надпойменной террасы и пойм.

Современное рельефообразование характеризуется продолжающимися процессами денудации и аккумуляции; климат региона обуславливает значительное распространение мерзлотных процессов. Важным фактором, контролирующим развитие рельефа в настоящее время, остаются неотектонические движения. Они проявляются в унаследованном развитии крупных морфоструктур региона, что отражается в продолжающемся воздымании большинства горных массивов и приводит к их интенсивному эрозионному расчленению и широкому развитию гравитационных процессов. Низменности и предгорья продолжают оставаться зонами аккумуляции. В меньшей степени выражено влияние сейсмической активности, которая проявляется в образовании после землетрясений поверхностей сейсморазрывов и возникновении обвалов.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история территории листа охватывает по времени ранний архей, поздний протерозой, почти полностью палеозой и весь мезо-кайнозой. Геодинамические реконструкции ранних этапов истории затруднены фрагментарностью выходов соответствующих образований и сложным блоково-складчатым строением территории.

Раннеархейская история региона, связанная с формированием метаморфических образований, может быть охарактеризована в самых общих чертах. Предполагается, что в раннем архее на коре океанического типа [166] накапливались осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические образования, которые в результате последующего многоэтапного метаморфизма сформировали породы пургоносской и косовской серий, слагающие юго-восточную оконечность Омолонского массива и его Тайгоносский выступ. С этим временем, вероятно, связано заложение глубинных разломов в фундаменте (Шайбовеемский, Анадырский, Орловско-Микинский, Юлговаямский), расчленивших его на крупные блоки.

В позднем протерозое в приконтинентальной зоне палеопацифики в субаквальных условиях накапливались кремнисто-карбонатные породы. Их накопление происходило одновременно с активной вулканической деятельностью, сопровождавшейся излияниями лав базальтов, трахибазальтов, пикробазальтов, пикритов и формированием вулканокластичности преимущественно основного состава. Сформировались породы ильпинейской свиты, подвергшиеся затем складчатости и региональному метаморфизму в глаукофансланцевой фации с внедрением в венде интрузий ганычаланского дунит-гарцбургит-габбрового плутонического комплекса.

Кембрийская история развития региона неизвестна ввиду отсутствия соответствующих образований на территории листа.

В начале ордовика произошло опускание крупных блоков земной коры и развитие морской трансгрессии, охватившей большую часть площади листа, включая Омолонский массив. В начале среднего ордовика происходят кратковременные вспышки вулканизма с излияниями лав основного состава и вулканокластичности (хинантыкульская свита), сходных с современными океаническими базальтами [159], с последующим отложением в мелководных условиях глинистых, песчано-глинистых, известково-глинистых осадков, рифогенных известняков, гравелитов и конгломератов (куюлпильская и оленинская свиты).

Геологическая история в силуре и девоне трудновосстановима в связи с фрагментарностью выходов соответствующих образований на площади листа, присутствующих преимущественно в составе олистостром в зонах полимиктового меланжа [110, 137, 239].

В раннекаменноугольное время на Омолонском массиве по глубинным разломам происходили значительные подвижки блокового характера. Вследствие этого опущенные блоки были охвачены обширной трансгрессией моря, а приподнятые блоки являлись поставщиками обломочного материала. В результате трансгрессии образовалось мелкое эпиконтинентальное море. Для этого времени характерно преобладание терригенного осадконакопления над вулканогенным. Редкие вулканические постройки располагались вдоль разрывных нарушений в фундаменте. С ними связано излияние лав среднего и основного состава и накопление вулканокластики, туфогенно-осадочных и олистостромовых образований. В эпиконтинентальном море накапливались преимущественно песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, их туфогенные, углистые и карбонатные разности, угли. Формируются вулканогенная и морская молассы. Вулканическая деятельность проявилась также в позднем карбоне. Изливаются лавы базальтов и андезитов, происходят выбросы пирокластики основного и среднего состава (магивеевская свита, кечичминская и гыленгинская толщи). Вулканизм затухает в конце позднего карбона, и территория приобретает характерные черты пассивной континентальной окраины.

В эпиконтинентальных морских условиях на протяжении всей перми и триаса продолжают накапливаться обломочные терригенные породы, известняки, битуминозные известняки, фосфатные конкреции, а в пермские терригенные породы «включены» глыбы известняков с фауной силура, девона, карбона (упупкинская свита средней перми). Поставщиками обломочного материала в перми и триасе служили поднятия в море, сложенные породами палеозоя. В раннем мезозое продолжает формироваться морская моласса. Вследствие усиления дифференциальных тектонических движений отдельные участки Омолонского массива в позднем триасе были подняты выше уровня моря и представляли собой острова. В конце триаса завершилось формирование осадочного чехла юго-восточной окраины Омолонского массива.

С ранней юры в связи с общей активизацией эндогенной активности в северо-западной части палеоокеана, маркируя континентальную окраину, на гетерогенном фундаменте начинает формироваться вулканический пояс. Его юрско-раннемеловой (доготеривский) этап различными исследователями рассматривался в качестве самостоятельной структуры, геодинамическая природа которой оценивалась неоднозначно в качестве Удско-Мургальского вулканического пояса, одноименной островодужной системы или специфической рифтогенной структуры. Начало формирования этой структуры знаменовалось накоплением в грабенообразных прогибах покровных образований спрутовского базальт-андезитового, тумминского щелочно-базальтового, тальнавеемского трахидацит-трахиандезитового вулканических комплексов, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований гарьянгинской свиты, терригенных отложений внутренинской серии и среднинской свиты.

В валанжине–готериве в пределах охарактеризованной выше долгоживущей шовной зоны, разграничивающей геоблоковые неоднородности земной коры, возобновляется вулканизм, с которым ряд исследователей связывает начало формирования собственно Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Следует отметить, что объем, последовательность формирования и возраст подразделений последнего до настоящего времени являются предметом дискуссии.

В субаквальных условиях формируются образования теланского андезит-базальтового и усовского базальт-андезит-дацитового вулканических комплексов. Вулканизм сопровождался внедрением интрузий вануоноваямского, приохотского, мургальского, бибеканского и яринского плутонических комплексов. В раннем мелу вулканизм продолжался с образованием пород вилюйкинское, хайокланское и тылхойское комплексов. Накапливаются морская (коячанская свита) и континентальная (рябинкинская, ненеитская и кегалинская свиты) молассы. Внедряются интрузии восточно-тайгоносского плутонического комплекса.

С активизацией глубинных разломов в альбе–сеномане усилилась вулканическая деятельность, образовались чайвавеемский, шайбовеемский, ильваваамский и окланский вулканические комплексы, покровные фации которых залегают несогласно на нижележащих породах. Внедряются интрузии пенжинского, северо-тайгоносского, кубавеемского и нибарченского плутонических комплексов.

В позднем мелу вулканизм продолжается. Формируются макковеемский, снежинский и атвувеемский вулканические комплексы. С образованием ОЧВП генетически связаны перспективные рудопроявления золота и серебра, полиметаллов, молибдена и меди. В мелководных морских условиях происходит накопление терригенных отложений пенжинской, быстринской, пиллавайамской свит и ушканьинской толщи.

Следует отметить, что существующие представления о природе ОЧВП весьма различны и противоречивы. Его рассматривают и как орогенную структуру, и как наложенный окраинно-континентальный вулканический пояс, и как окраинно-материковую структуру тектоно-магматической активизации, и как коллизионную надсубдукционную структуру андийского типа, сформировавшуюся над сейсмофокальной зоной, причем для отдельных секторов ОЧВП рассматриваются и модели геодинамических режимов растяжения.

В позднеюрское–раннемеловое время синхронно с формированием окраинно-континентального вулканического пояса в морской обстановке происходило формирование кремнисто-вулканических образований кингивеемской свиты и становление плутонических образований куюльского комплекса единой офиолитовой ассоциации, представляющих, вероятно, фрагменты океанического плато палеопацифики.

В конце валанжина–начале готерива произошла коллизия, в результате чего были подняты и тектонизированы блоки пород протерозоя (ильпинейская свита, ганьчаланский плутонический комплекс), палеозоя и раннего мезозоя, включая образования офиолитовой ассоциации кингивеемской свиты и куюльского плутонического комплекса, с формированием тектонических по-

кровов и зон меланжа. Этот процесс привел к увеличению мощности земной коры. Как скучивание, так и увеличение мощности коры вызвали орогенез. В результате в юго-восточной части Тайгоносско-Мургальской зоны «вырос» хребет северо-восточного простирания, в тылу которого образовался прогиб, ограниченный с северо-запада Азиатской окраиной, сложенный палеозойско-мезозойским осадочным чехлом и вулканитами начальной стадии формирования ОЧВП. При коллизии под воздействием тектонических процессов, сопровождавшихся интенсивным сжатием, скучиванием и образованием тектонических отторженцев, произошла интеграция горных пород с образованием в т. ч. и тектонических микститов, зон серпентинитового меланжа, гипербазитовых брекчий* и т. д. Эти образования наряду с разнообразными по возрасту и размерам блоками и глыбами других пород слагали хребет, круто обрывающийся к юго-восточной части прогиба. При многократном гравитационном оползании обломочный материал транспортировался с хребта по дну прогиба в неконсолидированные осадки, сформировавшие отложения мялекасынкой и, особенно, тылакрьльской свит. В это время, по-видимому, начал формироваться гигантских размеров олистостром, сложенный гипербазитовыми брекчиями, серпентинитовыми песчаниками, гравелитами, олистолитами и олистоплаками гипербазитов, габбро и осадочных пород девонского, пермского, триасового и юрско-раннемелового возраста и метаморфическими породами позднепротерозойской ильпинейской свиты. Особо существенно эти процессы проявились в Валижген-Ширшовской зоне поперечных дислокаций «трансформной геосутуры» [43].

В прогибе продолжают накапливаться терригенные отложения мялекасынкой и тылакрьльской, а затем кармаливаямской и тихореченской свит. Терригенное осадконакопление в прогибе непрерывно продолжалось до раннего альба. В начале раннего альба в связи с активизацией тектонических процессов проявилась складчатость. Затем произошла регрессия моря, и накопившиеся осадки были выведены на дневную поверхность. Регрессивная фаза довольно быстро сменилась трансгрессивной, в результате чего море распространилось в пределы северо-западной части листа. Возобновилось накопление терригенных отложений в прогибе. Сформировались кедровская, кегалинская, ненеитская и рябинкинская свиты, залегающие трансгрессивно и несогласно на подстилающих образованиях.

Накапливаются также терригенные угленосные отложения альб-сеноманской маметчинской свиты, залегающей трансгрессивно и несогласно на подстилающих породах.

На рубеже раннего и позднего мела в связи с тектонической активизацией в приконтинентальной части палеоокеана заложился вулканоплутониче-

*В. К. Ротман выделяет в этом районе Валижген-Ширшовскую трансформную геосутуру (ВШТГ), отмечая при этом, что важной особенностью ВШТГ является ее положение между Лесновским блоком, принадлежащим к Камчатско-Олюторской островодужной системе, и Корякским и Олюторским, принадлежащими собственно к Корякской складчато-надвиговой и Камчатско-Олюторской островодужной системам. Кроме того, ВШТГ разделяет Пенжинскую и Кинкильскую пограничные системы. Этими причинами объясняется сложное строение ВШТГ, в которой прерываются, изменяют направление и выклиниваются тектонические элементы всех указанных выше систем [43].

ский пояс, охвативший юго-восточную часть территории листа [98]. В сантон-кампане в подводных, в том числе глубоководных, условиях происходили излияния лав базальтового, реже среднего и кислого составов, образование вулканокластики (гиалокластитов), кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Формировались покровные фации ватынского, ирунейского и эссовемского комплексов. Одновременно с кремнисто-вулканогенными образованиями этих комплексов северо-западнее в приконтинентальной части накапливались терригенные отложения коряжской серии. В конце кампана–начале маастрихта вулканизм сместился к юго-востоку. К этому времени окончательно обозначились Пенжинская и Приохотско-Укэляятская зоны терригенного осадконакопления и Камчатско-Олюторская вулканическая зона. В маастрихте формируется ачайваямский пикробазальт-базальтовый вулканический комплекс. В удалении от центров вулканизма накапливаются кремнистые и туфокремнистые породы, тонкообломочные туфы, вулканомиктовые песчаники и туфогравелиты. Синхронно с маастрихт-палеоценовым вулканизмом Камчатско-Олюторской зоны в Приохотско-Укэляятской зоне происходит накопление терригенных отложений геткилнинской, унэльской, камчикской свит, затем (в конце зеландия и в ипре) – отложений ткаправаямской и оммайской свит.

С формированием вулкано-плутонического пояса связано становление платиноносных базит-гипербазитовых концентрически зональных интрузий вывенского и атвенаявямского комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, а также малых интрузий основного и среднего состава энынгваямского комплекса. Вулканизм продолжался и в палеоцене в юго-восточной части площади листа. Формируются ивтыгинский базальт-андезитовый вулканический комплекс и туфогенно-осадочная южноильпинская свита. В датское время вулканизм прекратился, и вулканы ивтыгинской свиты согласно перекрываются терригенными отложениями иночвоямской свиты. Терригенное осадконакопление продолжается на протяжении зеландия и тана.

В раннем эоцене вулканизм возобновился. В подводных условиях накапливались лавы и вулканокластика потатгытгынского и говенского базальт-трахибазальтовых вулканических комплексов, с которыми тесно ассоциируют образования пылгинского габбро-монцонитового комплекса.

Интерпретация геодинамических обстановок мел-палеогенового этапа геологической истории региона неоднозначна. Изначально охарактеризованные выше мел-палеогеновые образования рассматривались в качестве мио- и эвгеосинклинальных, а их формирование связывалось с существованием «периокеанического вулканического пояса». В дальнейшем преобладающее развитие получили представления о мел-палеогеновых образованиях как разновозрастных островодужных, формировавшихся в пределах палеоопацфики и затем аккретированных в единую структуру с различными вариантами как моделей коллизии, так и времени реализации этих процессов [74]. В настоящее время все более утверждаются представления о рифтогенной природе рассматриваемых мел-палеогеновых вулканических образований, формировавшихся *in situ* в высокопроницаемой зоне континент–океан с проградацией во времени рифтогенных процессов в восточном направлении [100].

В ипре проявилась складчатость, произошло образование Ирунейско-Ватынского надвига. В течение относительно короткого промежутка времени (около 1 млн лет) породы, образовавшиеся в Камчатско-Олюторской зоне, были надвинуты в северо-западном направлении на терригенные отложения Прихотско-Укэляятской зоны. Амплитуда надвига составляет около 50 км [161]. В аллохтоне породы подверглись интенсивной складчатости и расчлениванию с образованием зон полимиктовых серпентинитового и терригенного меланжей. Интенсивным тектоническим процессам с образованием зон полимиктового терригенного меланжа подверглись также позднемиоценовые породы корякской серии, слагающие автохтон.

В среднем эоцене в связи с тектонической активизацией формируются окраинно-континентальная Охотско-Анадырская рифтогенная система с Пареньско-Пенжинским и Парапольским рифтами [131] и Центрально-Восточнокамчатская рифтовая система с Литкенским рифтом. Охотско-Анадырская рифтогенная система, выделенная Е. Г. Песковым и И. М. Миговичем [131], входит в состав охарактеризованного В. Г. Варнавским и Ю. Ф. Малышевым Восточно-Азиатского грабенового (рифтового) пояса [33] и является фрагментом Западно-Тихоокеанского рифтового пояса, выделенного Е. Е. Милановским и А. М. Никишиным [107].

В Пенжинско-Пареньском рифте при его раскрытии формируется кытыймский базальт-дацит-андезитовый комплекс, в составе которого присутствуют сложно чередующиеся базальты, андезиты и дациты в различных количественных соотношениях и их туфы, которые в свою очередь сменяются базальтами и андезибазальтами нередко повышенной, часто калиевой щелочности. Значительная часть рифтогенного прогиба заполнена терригенными отложениями пальматкинской и угленосной аековской свит эоценового возраста, залегающих несогласно на подстилающих образованиях. Незначительная часть сложена отложениями олигоценовой южнинской свиты и миоценовых амитгынской и соколовской толщ. Плиоценовые отложения представлены осадочной ранекской толщей.

Парапольский рифтогенный прогиб в юго-западной части выполнен терригенными, нередко угленосными отложениями эоценового, миоценового и плиоценового возрастов. В северо-восточной части он заполнен вулканитами андезит-дацит-риолитового велолныкского комплекса эоцен-олигоценового возраста, прорванными интрузиями кислого состава корякского плутонического комплекса. С велолныкским вулканическим комплексом связаны месторождения и проявления золота и серебра золото-серебряной серебросульфидно-сульфосолевой формации. В крайней юго-западной части на незначительной площади распространены вулканиты покровной фации кинкильского комплекса.

Литкенский рифт является северо-восточным окончанием рифтового пояса, который протягивается через всю Камчатку в юго-юго-западном направлении и уходит за ее пределы. Время заложения этого рифтового пояса относится, по-видимому, к среднему эоцену, судя по возрасту еловского базальт-андезитового комплекса, расположенного за пределами листа в северо-восточной части Центрально-Камчатского рифта. Литкенский рифтогенный прогиб заполнен осадочными отложениями эоценового, олигоценового и

миоценового возрастов. Юго-восточное плечо рифта сложено средне-поздне-эоценовыми образованиями говенского базальт-трахибазальтового вулканического комплекса и малыми интрузиями пылгинского и майваямского плутонических комплексов.

В раннем миоцене режим седиментации характеризовался морской шельфовой обстановкой. В северо-западной части листа в небольших грабенах происходило накопление терригенных, нередко угленосных отложений гит-гитваамской свиты, амитгынской, кляваямской, соколовской, куйбивеемской толщ.

В начале лютета в Охотоморском бассейне началось формирование осадочного чехла. В Утхолокском прогибе в среднеэоцен-позднемиоценовое время происходило накопление терригенных отложений с примесью вулканокластического материала. Сформировались снатольско-гаххинский, утхолокско-кулувенский, ильинско-какертский, нерасчлененные этолонский и эрмановский сейсмокомплексы. В Рифовской впадине и севернее образовались сейсмокомплексы E, D, C и B среднеэоцен-позднемиоценового возраста. В плиоцене в отрицательных унаследованных структурах накапливались отложения сейсмокомплексов A и энемтенского. Ввиду слабой изученности точно оценить амплитуду вертикальных перемещений невозможно. Предположительно, суммарные перемещения составляют не менее 1,6–2,0 км, о чем свидетельствует катагенетическая преобразованность пород свиты мыса Астрономический, в разрезе которой присутствуют аргиллиты. Переход глин в аргиллиты происходит на глубинах 1,6–2,0 км [43]. Эти цифры также сопоставимы со средней суммарной мощностью эродированных отложений ильинско-какертского, этолонско-эрмановского и энемтенского сейсмокомплексов Западно-Прикамчатского бассейна.

В юго-восточной сухопутной части площади листа в раннем миоцене последовало накопление грубообломочной морской молассы (пахачинская свита). В начале среднего миоцена в связи с тектонической активизацией происходит подновление Вывенского, Карагинско-Пахачинского, Потатского и Говенского глубинных разломов.

Дальнейшая геологическая история региона связана с режимом формирования кайнозойских островодужных систем. В среднем миоцене произошла существенная перестройка структурного плана региона, связанная с формированием островодужной системы линейных поднятий и прогибов, обособление которых происходило на фоне интенсивных блоковых движений. Формируется островодужный Центрально-Камчатский вулканический пояс, который заложился в среднем миоцене на гетерогенном фундаменте меловых и палеогеновых пород. В начальный период его формирования вулканическая деятельность происходила в мелководной островной обстановке растущего вулканического поднятия. Накапливались вулканы ветроваймского комплекса. Дальнейшее воздымание вулканических поднятий в позднем миоцене привело к превращению цепи островов, сложенных вулканитами, в суб-аэральный вулканический хребет. Синхронно вулканизму в Паропольском рифте северо-западнее вулканической островной дуги накапливались средне-позднемиоценовые мелководные морские терригенные отложения (ильинской, какертской, этолонской, эрмановской и энемтенской свит) с примесью

вулканогенного кластического материала. С накоплением отложений ильинской свиты связано формирование угольных проявлений. К юго-востоку от вулканической дуги образовалось Восточно-Камчатское поднятие внешней невулканической дуги, представленное цепью островов и поднятием п-ова Говена [155], отделенным от островной дуги Литкенским рифтом, где продолжалось накопление терригенных угленосных отложений классической свиты. В связи с постмагматической гидротермальной деятельностью в вулканитах ветроваямского комплекса формировались золото-серебряные проявления.

В Беринговоморском мегабассейне морские условия осадконакопления, установившись с палеогена, продолжают до настоящего времени. Структурные перестройки в среднем эоцене, среднем миоцене и плиоцене выразились в структурных несогласиях, проявленных в осадочном чехле. Отдельные поднятые блоки временно представляли собой сушу, но в плиоцен-четвертичное время были перекрыты маломощным чехлом осадков.

В плиоцене море продолжает отступать и на рубеже четвертичного периода почти полностью покидает территорию листа. Контуры береговой линии заливов Анапка, Корфа и Олюторский приобретают очертания, близкие к современным.

В эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовое время в связи с тектонической активизацией в северо-восточной части Центрально-Востокамчатской рифтогенной системы проявился вулканизм, в результате чего в южной части территории сформировались покровные образования тымлатского вулканического базальтового комплекса [155]. В речных долинах и озерах накапливались аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные и селевые образования.

В среднем неоплейстоцене в связи с глобальным похолоданием на горных участках возникли центры оледенения, что привело к формированию полупокровного оледенения и образованию ледниковых отложений этого возраста.

В межледниковье (1-я ступень) происходило накопление аллювия третьей и четвертой надпойменных террас крупных рек региона, а также аллювия погребенных эрозионных долин в бассейне р. Вывенка. Вдоль западного и северного побережий Пенжинской губы накапливались морские прибрежные отложения.

Наступившее затем похолодание привело к формированию горно-долинного оледенения с центрами на Ичигемском хребте и Корякском нагорье. Ледниковые отложения этого времени (2-я ступень) наиболее широко распространены на территории листа.

После оледенения и в последующее межстадиальное время (3-я ступень) накапливались озерно-аллювиальные, морские, озерные и аллювиальные отложения второй и третьей надпойменных террас.

Вновь наступившее похолодание привело к формированию горно-долинного оледенения (четвертая ступень) с центрами в наиболее возвышенных частях Ичигемского и Тайнынотского хребтов и Корякского нагорья. В перигляциальных областях Колымского нагорья в это время формировался ал-

лювий первых надпойменных террас, а на Корякском нагорье – вторых надпойменных террас. Во впадинах озер накапливались озерные отложения.

В позднеледниковое время и в голоцене в Пенжинском и Парапольском долах формируются отложения термокарстовых котловин и аллювиально-пролювиальные отложения наземных «сухих дельт».

В голоцене началось и продолжается в настоящее время формирование аллювиальных, пролювиальных, озерных, аллювиально-морских эстуариевых и дельтовых образований. Наиболее распространены склоновые образования: коллювий, коллювий и делювий; парагенезисы десерпция с коллювием и солифлюксия; солифлюксий; делювий, делювий и солифлюксий, а также элювиальные образования в парагенезисе с делювием и солифлюксия. В цирках и карах Ичигемского, Тайгоносского и Пылгинского хребтов формируются небольшие поля ледниковых отложений. В пределах акватории накапливаются различные генетические типы морских отложений. В раннем голоцене отлагается аллювий первых надпойменных террас, в среднем – аллювий высоких пойм, в позднем – аллювий низких пойм и русловой аллювий.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу регистрационной карты полезных ископаемых (КПИ) листа Р-58 положены карта масштаба 1:1 000 000 [68], карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 [178], геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1:1 500 000 [41]. Актуализация их произведена с учетом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы (в т. ч. материалов по ГДП-200, изданных листов Госгеолкарты-200), Государственного баланса запасов полезных ископаемых по состоянию на 1.01.2014 г., а также материалов полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе картосоставления.

Приводимые запасы и ресурсы полезных ископаемых по объектам утверждены на 1.01.2014 г. ТКЗ Управления по недропользованию по Камчатскому краю и ГБЗ.

На карте учтены 617 коренных объектов полезных ископаемых (в т. ч. 27 месторождений, 365 проявлений, 24 минеральных источника, 201 пункт минерализации), россыпные месторождения и россыпепроявления золота и платины, в т. ч. 47 россыпей золота, 12 платины, 11 россыпепроявлений золота и золота с платиной, одно россыпепроявление демантоидов совместно с золотом и платиной. Показаны также важнейшие признаки полезных ископаемых (геохимические и шлиховые ореолы).

Из известного на территории листа многообразия рудных и нерудных полезных ископаемых стратегическое значение имеют золото – коренные и россыпные месторождения, проявления; платина – россыпные и коренные месторождения и проявления; проявления серебра. Наиболее важными и перспективными являются золоторудные объекты серебряно-золотой адуляр-кварцевой рудной формации (Кегалинский, Тылхойский, Ичигинский, Малетойваямский и Ветроваямский серебряно-золоторудные узлы); серебряные объекты (Ильвапинанский и Уннэйский золото-сереборудные узлы); россыпного золота (Понтонейская золотороссыпеносная зона, Хиузно-Ушканьинский район) и платины (Сейнав-Гальмознанский узел). С ними связаны основные перспективы промышленного освоения территории листа. Подчиненное значение имеют рудные объекты меди, ртути, камнесамоцветного сырья. Энергетическим сырьем местного значения являются каменный и бурый уголь. В морской части листа имеются перспективы в отношении нефтегазоносности.

Практический интерес представляют месторождения строительных материалов, расположенные близ населенных пунктов. При характеристике видов полезных ископаемых в главе приводится описание наиболее представительных объектов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Все отраженные на карте месторождения и проявления каменного и бурого угля сосредоточены преимущественно в пределах Пенжинского и Пусторецко-Паланского угольных районов Западно-Камчатского угольного бассейна и Ильпинско-Пахачинского буроугольного бассейна (Олюторский угольный район). Кроме того, имеются также и другие локальные участки с проявлениями каменного и бурого угля.

На карту вынесено три малых месторождения и 28 проявлений каменного угля и одно малое, одно среднее месторождения, 45 проявлений бурого угля. Практически все проявления и месторождения были открыты в процессе проведения геологических съемок мелкого и среднего масштаба.

Уголь каменный. Угленосность связана с разобщенными площадями развития пород кегалинской (K_1), маметчинской (K_{1-2}), пенжинской, быстринской (K_2), геткилинской (K_2-P_1), камчикской (P_1), пальматкинской, иргиринской (P_2), ратэгинской (P_{2-3}) свит, единично – с выходами харитонинской свиты (C_1). Месторождения и проявления каменного угля относятся к каменноугольной германиеносной формации. Повышенные содержания германия (0,0007–0,01 %) отмечены в углях Пенжинского и Пусторецко-Паланского угольных районов. Наиболее значимыми являются месторождения Гореловское и Эсгичнинвямское-IV (III-3-4 и IV-3-24). Все каменные угли отнесены к длиннопламенным и газовым.

Месторождение Гореловское (III-3-4) расположено на восточном побережье Пенжинской губы, вблизи устья р. Горелая, разведано на двух участках. Впервые уголь обнаружен Б. В. Хватовым в 1933 г. Угленосность месторождения связана с отложениями маметчинской свиты – песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с пластами каменного угля, туфоконгломератами. Наиболее детально изучен участок Карьерный, на котором с 1993 г. ведется строительство разреза с проектной мощностью 20 тыс. т/год и с перспективой развития к 2010 г. до 50 тыс. т. На месторождении распространены гумусовые угли класса гелитолитов с включениями смоляных тел. Результаты технического и элементарного анализов бороздовых проб следующие: W^a – 2,4 %; $S_{\text{общ}}^c$ – 0,53 %; V^r – 42,3 %; Q_6^r – 7737 %; H^r – 5,7 %; C^r – 77,9 %; $(N + Q)^r$ – 16,3 %, средневзвешенная зольность – 31,95 %. Из сопутствующих полезных ископаемых в углях выявлен германий (содержание от 0,001 до 0,003 %). По показателю отражения витринита угли отнесены к I–II стадиям метаморфизма каменноугольной группы, по классификации ГОСТ 25543-88, параметры углей находятся в пределах марки Д–ДГ. Промышленная угленосность уч. Карьерный связана с основными пластами

«Средний», «Верхний» и залежью Северная сложного строения, чаще невыдержанными, общей мощностью от 2,61 до 8,56 м. Доля запасов, содержащихся в относительно выдержанном пласте «Верхний», составляет от общего числа балансовых запасов уч. Карьерный 32,9 %. Максимальная глубина подсчета запасов составила 90 м при средней 40 м. Числящиеся на Госбалансе запасы углей категорий В+С₁ – 1,526 млн т и С₂ – 55 тыс. т. Суммарные ресурсы с зольностью до 45 % до глубины 150 м на уч. Карьерный составляют 10,7 млн т. При увеличении глубины отработки возможен прирост запасов за счет доразведки правобережной части участка. Добыча угля в 1997 г. на разрезе составила 12 тыс. т. В настоящий момент месторождение законсервировано.

Месторождение Эсгичнинваямское-IV (IV-3-24) представлено 17 пластами и прослоями угля мощностью от 0,1 до 10,4 м, суммарной мощностью 20,1 м в песчаниках, алевролитах пальматкинской свиты. Рабочая угленасыщенность – до 18 м, количество рабочих пластов – 1–8 с полезной мощностью 0,7–9,5 м. Наиболее ценными являются пласты «Базальный» (1–3,8 м), протяженностью 3,8 км, «Основной» (15,9 м) и «Верхний» (0,8–4,2 м) протяженностью до 26,5 км. Пласты невыдержанные, крутопадающие (50–70°). Средняя рабочая зольность (%): «Базальный» – 38,8, «Основной» – 33, «Верхний» – 35,7. Степень обогатимости – 18–32 %, удельная теплота сгорания (МДж/т) – 28,74–32,09. Попутные компоненты: германий – до 86,5 г/т, олово – до 0,09 %, отмечен янтарь. Утвержденные в ГКЗ запасы угля составляют: по категории С₂ – 4,9 млн т (до глубины 50 м); ресурсы по категории Р₁ – 17,8 млн т (до глубины 100 м).

Проявления Южное и Чечатское (IV-2-11, 14) приурочены к средней части разреза пальматкинской свиты. Угленосный горизонт проявления Южное образован пластами мощностью от 1 до 7,5 м, прослеженной протяженностью 2–3 км. Угли относятся к полуматовым разностям кларенового типа, малозольные (16,7–39,09 %), высококалорийные (7745–8008 ккал/кг), с повышенным выходом дегтя. Отмечается региональная зараженность германием (0,0007–0,003 %). Угли могут быть использованы в качестве энергетического топлива.

Ряд проявлений угля (VI-1-10, 11, 33, 34, 36) связаны с песчаниками, конгломератами, алевролитами иргирнинской свиты. Двадцать восемь угольных пластов мощностью от 0,3 до 3 м, суммарной мощностью 33,7 м образуют Иргирнинское проявление (VI-1-10). Угольные пласты группируются в пакки, разделенные породными прослоями мощностью 1–13 м. Содержание влаги 0,7–1,9 %, плотность 1,65–2,5 г/см³, теплотворная способность – 7570–8070 ккал/кг. Попутные компоненты: германий (0,0005–0,01 %) и стронций (0,001–0,01 %). Угли Томмайской группы проявлений (VI-1-33, 34, 36) образуют пласты мощностью до 2 м. Разрез угленосных отложений изучен слабо. Угли характеризуются следующими содержаниями, позволяющими их отнести к бурым или переходным к каменным углям: W^a – 12,09–11,21 %; A^c – 10,37–14,34 %; V^t – 45,70–53,68 %; S^c – 0,81–0,93 %; кокс зольный 57,98–54,02; кокс беззольный – 54,30–46,32 %; C^t – 71,92–75,80; H^t – 4,82–5,89; O^t – 21,75–17,02 %; Q^t – 6706–7406 ккал/кг, коксовый королек – порошок. Представляют интерес для дальнейшего изучения.

На побережье Пенжинской губы углепроявления (VI-1-1, 3) связаны с угленосными песчаниками, алевролитами геткилининской свиты. Известно до 12 пластов угля мощностью 0,2–0,6 м, как правило, очень невыдержанных по простиранию. Угли являются переходными от бурых к каменным.

В отложениях пенжинской, быстринской свит известно 13 углепроявлений (III-3-2, 3, 6, 8, 15, 25, 29, 31, 33, 34; IV-3-1, 4, 5). Мощности угольных пластов колеблются от 0,2 до 7 м, протяженность – от нескольких до 700 м. Угли черные матовые, полублестящие и блестящие с жирным блеском.

Единичные выходы маломощных – от первых см до 1 м линз, пластов угля выявлены в углистых сланцах кегалинской (I-1-10, 13, 14), песчаниках и конгломератах харитонинской (III-5-16), кытыймской (III-3-1) и камчикской (VI-1-7) свит. Уголь черный матовый и блестящий с жирным блеском с линзовидными пропластками (до 0,5 см) смоляно-черного блестящего угля. Все проявления каменного угля непромышленные.

Уголь бурый. Месторождения и проявления бурого угля связаны с палеогеновыми и неогеновыми отложениями тектонических впадин – Тылговаямской, Вывенской, Лигимываямской в пределах Парапольского, Пареньско-Пенжинского и Литкенского рифтов. Относятся к буроугольной германиеносной формации. Бурые угли с повышенным содержанием германия отмечены в Олюторском угольном районе.

В медвежжинской свите разведаны малое по размерам запасов Хаилинское (V-5-21) и среднее Корфское (VI-4-30) месторождения, в углях которых содержание германия колеблется от 0,0015 до 0,005 %.

Месторождение Корфское (VI-4-30) расположено на побережье зал. Корфа, известно с 1890 г. До 1981 г. разведочные и добычные работы на месторождении носили бессистемный характер. В 1981–1986 гг. Г. А. Кондрашовым на всей площади месторождения проведены предварительная и детальная разведки с целью обеспечения реконструкции действующего угольного разреза и увеличения его мощности до 120 тыс. т в год. На месторождении разведано до 50 пластов бурых углей мощностью от 0,2 до 5,5 м, 15 из которых имеют среднюю рабочую мощность 2,5 м. Угли перекрываются рыхлыми четвертичными отложениями мощностью 5–20 м. Кондициям балансовых запасов удовлетворяют три пласта – «Верхний», «Нижний Медвежий» и «Нежданный». Пласт «Нижний Медвежий» состоит из нескольких угольных слоев, характеризуется изменением мощности от 1,5 до 6,7 м, породные прослои мощностью 0,05–1,5 м. Пласт «Верхний Медвежий» невыдержанный по мощности, сложный по строению. Мощность его меняется от 1,4 до 6,25 м, мощность породных прослоев – 0,1–1,3 м. Пласт является спутником «Нижнего Медвежьего», сливается с ним, что и определило здесь увеличение мощности угольных слоев до 6,7 м. Пласт «Нежданный» имеет очень сложное строение. По простиранию он расщепляется на 5–17 слоев и пачек мощностью 0,14–2,2 м, мощность меняется от 5,39 до 24,5 м, по падению уменьшается до 2,36 м. Коэффициент общей угленосности по месторождению составляет 7 %, промышленной угленосности – 4,1 %. По качеству угли относятся к марке ЗБВ, с кодовым номером 0402005. Химический состав углей характеризуется следующими показателями: W^p – 24,19 %; W^a – 11,62 %;

$S_{\text{общ.}} - 0,58\%$; $V^f - 48,80\%$; теплотворная способность – 6631 ккал/кг, средне-взвешенная зольность – 30,10%. По геологическому строению, угленасыщенности и горнотехническим условиям месторождение отнесено к 1-й группе. Содержание германия – до 0,003–0,005%, галлия и скандия – до 0,0002–0,0007%. На Государственном балансе по состоянию на 1.01.1998 г. числятся запасы угля на месторождении по категориям В + С₁ – 10,9 млн т. Все запасы подсчитаны до глубины 50 м и пригодны для добычи открытым способом, в настоящий момент месторождение не разрабатывается.

Месторождение малое Хаилинское (V-5-21) расположено на левобережье р. Тылговаям, в нижнем ее течении. Первые сведения о наличии угля в районе относятся к 1941 г. Угольные пласты прослежены на протяжении 15 км и представлены угольными пачками, включающими до 21 пласта угля сложного строения. На месторождении разведаны и утверждены запасы по двум участкам – Трудовой и Песчаный.

На уч. Трудовой вскрыт 21 пласт угля мощностью от 0,1 до 16 м, из них три имеют рабочую или близкую к рабочей мощность. Залегание пластов крутое (40–50°). Детально разведан пласт «Мощный», который обладает сложным строением. Прослеженная длина – 700 м. Представлен двумя-пятью слоями углей мощностью от 0,9–2,57 до 4,69–8,82 м с прослоями (0,5–1,3 до 2,7 м) туфогенных пород. Суммарная общая мощность изменяется от 14,51 м в центральной части до 9,9 м на юго-западе, рабочая мощность – 9,91–11,47 м.

На уч. Песчаный вскрыто 10 пластов угля сложного строения мощностью от 0,1–0,7 до 2–3,9 м. По простиранию наблюдается их расщепление на отдельные прослои или, наоборот, их слияние. Мощность рабочих угольных пачек – от 1 до 4,5 м. Углы падения – в пределах 20–50°. Глубина вскрыши от поверхности до подошвы – 10–15 м, средняя – 12,5 м, коэффициент вскрыши – 6:1. В целом гидрогеологические условия для отработки пластов угля открытым способом благоприятны. Угли Хаилинского месторождения относятся к малосернистым, высокозольным (18,9–42,55%), с довольно значительной теплотой сгорания (5562–6729 ккал/кг) и могут использоваться для коммунальных нужд. В углях выявлен бериллий (до 0,0031%), германий (0,0015%). Общие запасы угля на месторождении (по двум участкам) по категориям В + С₁ составляют 881,4 тыс. т, прогнозные ресурсы по категориям Р₁ + Р₂ – 338 тыс. т.

Кроме месторождений в составе медвежжинской свиты известны выходы угольных пластов (V-6-7, VI-4-8, 12, 23, 24; VI-5-9). Все они характеризуются простым строением и незначительной мощностью от 0,01 до 0,3 м, редко до 2 и 15 м, мощность породных слоев – 0,1–0,6 м, залегание слабонаклонное, изредка крутое, по простиранию прослеживаются до 80 м, единично до 1200 м. Для углей характерны в основном высокие влажность и зольность, теплотворная способность – от 5910 до 6227 ккал/кг. Часть из них бесперспективна из-за малой мощности слоев, а часть не опробована, потому и не оценена.

В разрезе угленосной толщи мощностью от 5–10 до 420 м, представленной песчаниками, туфами, аргиллитами, алевролитами классической свиты в долине р. Вывенка и на побережье зал. Корфа (Лигинываямская впадина), выявлен ряд пластов (VI-4-27, 29, 31, 33, 34) простого строения, мощностью от

0,02 до 20 м, с породными прослоями мощностью до 0,2–8 м. Пласты частично прослежены на 20–1000 м.

В пределах Паропольского рифта среди отложений эрмановской, этолонской и велолынской свит известен ряд углепроявлений (V-3-3, 29; VI-1-14, 19, 21, 25, 26, 29, 35; VI-2-4, 5, 6, 9; VI-3-2), образованных единичными пластами мощностью до 2 м, протяженностью до 200 м, более или менее выдержанными по простиранию, залегающими субгоризонтально или слабо-наклонно. Строение их большей частью сложное, характеризующееся включением прослоев и линз вмещающих пород. В основном качественным определениям бурые угли и лигниты не подвергались. Наиболее интересны проявления (V-3-3 и VI-2-9), где мощность угольных пластов соответственно 4,8 и 6,5 м. Угли проявления (V-3-3) по ГОСТ 25543-88 относятся к классам 03 и 07 очень трудной и трудной обогатимости. Угли бурые марки Б группы 3Б, подгруппы 3БВ, зольность – 30,1 %, теплота сгорания – 26,45 МДж/кг. Прогнозные ресурсы по категории P_1 оценены в 1,26 млн т при глубине карьера до 50 м [178]. Для углей проявления (VI-2-9) характерна влажность до 11,6 %; зольность – до 40,7 %; теплота сгорания – до 6413 ккал/кг. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют 2 млн т [270].

Углепроявления (III-1-29, 32; III-2-8; III-4-6, 22, 26; IV-2-1, II-5-13) вмещаются отложениями эоцена (кытыймская, авековская, пальматкинская свиты), представлены прослоями лигнитизированной древесины мощностью 0,1–0,6 м, слоями и прослоями бурого угля мощностью от 0,01 до 1,5 м, протяженностью от 3 до 100 м. Угли темно-коричневого до черного цвета с матовым изломом, единично встречаются включения янтаря размером до 1,5 см (III-4-26).

В углистых алевролитах маметчинской и пенжинской свит (III-4-25, IV-2-5) вскрыто до семи пластов угля мощностью 1,5 и 0,6 м и от 0,05 до 0,8 м, прослеженных по отдельным выходам на 170 и 500 м. Падение пластов умеренное – 15–20°. Теплотворность их – от 5720 до 6190 ккал/кг, зольность – 33–38 %.

Остальные углепроявления (II-3-10, II-6-2; III-1-4, III-2-3, III-4-14, 21; V-2-8; VI-1-16; VI-2-15, 16) образованы отдельными маломощными пластами и прослоями бурых углей и лигнитов. В основном имеют буровато-черный цвет, тонкочешуйчатые, линзовидно-полосчатые, высокозольные, ломкие, низкого качества, с низкой теплотворной способностью (до 3630 ккал/кг), параметры незначительные (мощность – 0,01–0,5 м, протяженность – до 7 м).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо. Проявления железа на карте предположительно представлены несколькими видами формаций: титаномагнетитовой, магнетитовой скарноидной и кремнисто-гематит-магнетитовой. На карту вынесено пять проявлений. К титаномагнетитовой магматической формации отнесены два проявления – р. Ченкокангъяваям и Навкырское, расположенные в пределах Ватынско-

Вывенской платиновой руднороссыпной зоны и связанные с вывенским дунит-пироксенит-габбровым ПК.

Проявление Навкырское (V-5-10) расположено на правом берегу р. Огин-раваям, приурочено к Навкырскому зональному габброидному массиву вывенского ПК. Выявлено при заверке бурением высокоинтенсивных положительных магнитной и гравиметрической аномалий, связанных с горизонтами магнетитсодержащих габброидов и пироксенитов. Вскрытые залежи прожилково-вкрапленных магнетитовых руд предположительно качканарского типа, мощность которых с учетом опробования и геофизических данных оценивается в 120–150 м. Содержание Fe_2O_3 из магнетитсодержащих разностей – от 10,27 до 24,45 %. Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, который развит как в виде густой вкрапленности, так и сплошных и прожилковых магнетитовых скоплений (гнезд и прожилков). Совместно с магнетитом присутствуют ильменит, гематит, иногда пирит, халькопирит, борнит, халькозин, гидроокислы железа, платина и золото в единичных каплевидных и комковатых зернах (0,003–0,007 мм). По микрозондовому анализу определены самородное серебро, палладий в соединении с медью и золото трех видов – медистое (меди до 33,6 %), теллуристое (теллура до 57,2 %) и без примесей. Содержание меди не превышает 0,7 %, золота – 0,034 г/т, серебра – 5 г/т. Платина и палладий по всему разрезу находятся на уровне кларковых содержаний. Прогнозные ресурсы железа по категории P_2 , при среднем его содержании в рудах 14–14,46 %, оцениваются в 705 млн т [82].

Проявление Ченкокангъяваям (V-5-6) приурочено к Сейнавскому дунит-пироксенитовому массиву вывенского ПК. Оруденение связано с магнетитовыми крупнозернистыми пироксенитами. Залежь представлена линзовидным телом, вытянутым в северо-восточном направлении на 1,5 км, шириной около 0,5 км. Минерализация магнетита встречается в виде прожилков мощностью до 3 см, гнезд неправильной, извилистой формы размером от 0,03 до 1–2 см. Химическим анализом штучных проб установлено довольно высокое 8,2–50,2 % содержание железа (общее) в рудах. Литогеохимическим опробованием в отдельных пробах обнаружено повышенное содержание платины (до 0,5 г/т) и палладия (0,7–1 г/т). Совместно с магнетитом встречается хромит, иногда образующий гнезда размером до 0,5 см, гематит, единичные зерна пирита, халькопирита, халькозина, пирротина, платины и золота. В хромитсодержащих пироксенитах химическим анализом определена платина (до 1,43 г/т).

Проявления (VI-6-1, 2) генетически связаны с выходами позднеэоцено-олигоценых интрузий кварцевых сиенитов пылгинского комплекса, прорывающих вулканогенные породы говенской свиты. Ввиду не до конца ясной рудноформационной принадлежности, они несколько условно отнесены к магнетитовой скарноидной формации. В зоне экзо- и эндоконтакта интрузии на мощность около 100 м развиты скарны, в состав которых входят актинолит, магнетит, хлорит, эпидот, полевой шпат, кварц, апатит. Рудные тела актинолит-магнетитового состава представляют собой жильные, реже неправильной формы образования мощностью от 0,1 до 1,5–2,2 м, протяженностью от 60 до 320 м с нечеткими контактами, простирающиеся преимущественно субмеридиональное, падение крутое, иногда вертикальное. Всего выявлено

около 100 рудных тел, большое количество маломощных прожилков (менее 0,1 м) с рудной минерализацией, представленной магнетитом, халькопиритом, пиритом, изредка отмечаются галенит, ковеллин, самородная медь и киноварь. В 25 жилах установлена повышенная радиоактивность (до 600 мкР/ч), связанная с уранинитом. Химическим анализом бороздовых проб установлены содержания (%): железа – 7,25–93,81, меди – 0,2–9,05, молибдена – до 2,43, свинца – 1,09–2,18, цинка – до 1,13, фосфора – 1,0–3,33, ванадия – от 0,1 до 0,28, урана – 0,0–0,05, тория – до 0,021, радия – до 0,0025, калия – 1,33; золота – 0,2–4,0 г/т, серебра – до 4 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_1 при размахе оруденения в 250 м составляют: железа – 20 млн т, меди – 20 тыс. т, золота – 6 т, молибдена – 2 т [80].

Предположительно к кремнисто-гематит-магнетитовой формации отнесено проявление уч. Ясный (VI-6-10), приуроченное к зоне влияния Потатгытгынского глубинного разлома, выраженного широкой (до 1,5 км) полосой катаклазированных пород потатгытгынской толщи (эоцен). Объединяет около 10 рудных тел, представленных кварц-карбонат-гематитовыми, кварц-гематитовыми, реже гематитовыми линзовидными жилами мощностью 0,1–6 м, протяженностью до 15 м, падение крутое – 60–90°; зонами прожилкования мощностью до 10 м, состоящих из сети различно ориентированных гематитовых прожилков мощностью от 0,1–0,2 до 10 см; гидротермально измененными породами. Химическими анализами в жилах установлены: железо – от 8,44 до 58,45 %, медь – 0,3–2,08 %, золото – сл.–0,5 г/т, серебра – 0,1–5,2 г/т; в зонах прожилкования содержатся (%): железо – до 12,45, свинец – 0,01, цинк – 0,2, медь – 0,2. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : железа – 10 тыс. т, меди – 400 т [80].

Хром. Хромитовое оруденение представлено 11 проявлениями и восемью пунктами минерализации, сосредоточенными в основном на полуостровах Маметчинский, Елистратова, мыса Валижген. Ассоциируется с породами куюльского ПК габбро-дунит-гарцбургитового состава позднеюрско-раннемелового возраста.

Проявления относятся к собственно магматическому типу хромитовой с платиноидами формации. Как правило, приурочены к тектоническим пластинам гипербазитов, осложненных разломами, обуславливающими разлинзование, будиная хромитоносных тел и выведение их на поверхность. Наиболее значимыми являются проявления р. Рэваям (гора Плоская) (IV-3-23), Тихореченское (IV-3-10), Чечатское-I (IV-2-13), Маметчинское-III (IV-2-16), Водопадное (IV-2-17), р. Ганкуваям (IV-4-17).

Проявление р. Рэваям (гора Плоская) (IV-3-23) приурочено к массиву гипербазитов, маркирующему Куюльский глубинный разлом и расчлененному на три тектонические пластины общей мощностью 2,5 км. В пределах участка вскрыто 18 рудных тел хромитов, образующих линзообразные будины, мощностью до 4–5 м, протяженностью 1–10 м и около 100 участков их развалов. Контакты с вмещающими породами резкие тектонические. Руды повсеместно катаклазированы, часть их передроблена до «сажистого» состояния. Содержание Cr_2O_3 – 39,94–49,22 %, отношение $Cr_2O_3 : FeO$ равно 3,47 : 4,22. Сопутствующие компоненты: платина – 0,007, иридий – более 0,1, палладий – ме-

нее 0,01 г/т, никель – 0,15–0,25 %, медь – 0,05, цинк – 0,03, олово – 0,003 % (химический и спектральный анализы бороздовых проб).

В юго-западной части Куюльского массива, проявление уч. Тихореченский (IV-3-10) образовано рядом тел хромитоносных дунитов, охарактеризованных положительными магнитными аномалиями и группирующихся в северо-восточную зону шириной 1–2 км, длиной около 8,5 км. На участке в коренном залегании выделено девять рудных тел и более 100 – в элювиально-делювиальных развалах. Рудные тела отмечены в виде линзовидных будин размером от первых дециметров до первых метров (максимум 6,2 м) по длинной оси, мощностью 0,1–1,0 м, единично до 2,8 м. Содержание Cr_2O_3 – 28–52,8 %, отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ составляет 2,1 : 2,3. Состав руд: хромпикотит (45–95 %), магнетит (20–25 %), никелистое железо, платиноиды, демантоиды. Прогнозные ресурсы хромовых руд категории P_2 на глубину 100 м оцениваются в 600 тыс. т [309].

Рудопроявления Чечатское-I, Маметчинское-III, Водопадное, р. Ганкуваям (IV-2-13, 16, 17; IV-4-17) связаны с массивом гипербазитов куюльского ПК п-ова Маметчинский, образующим линзовидную тектоническую пластину длиной 16–17 км и шириной до 3 км. Вдоль границ массива и внутри него широко проявлены зоны разломов, меланжа, по которым хромитоносные тела, представленные будинами длиной до 7 м, жилами мощностью до 2,5 м и длиной до 10 м, выведены на поверхность, а также несколькими десятками элювиально-делювиальных развалов хромитоносных тел. Установлено выклинивание большинства тел на глубине 1–2 м. Контакты, как правило, тектонические, резкие. Текстуры руд массивные, полосчатые, вкрапленные, брекчиевые; структуры массивных руд аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, реликтовые, катакластические. Содержание двуокиси хрома – 32,29–52 % (химический анализ бороздовых проб), в отдельных пробах отмечено присутствие платиноидов (до 0,15 г/т). Минеральный состав представлен хромшпинелидами, количество которых колеблется от единичных зерен до 95 % (хромпикотит) и серпентина. В незначительных количествах присутствуют пирит, пирротин, магнетит, ильменит – десятые и сотые доли %, из вторичных – гематит, лимонит.

В истоках р. Чечатваям (IV-2-13) выявлено пластовое тело с постепенными контактами – конгломерато-брекчия на хромитовом, хромит-серпентинитовом цементе мощностью 12 м при длине 20 м.

Остальные проявления и пункты минерализации (III-3-21, 28; III-5-25; IV-3-13, 15; IV-4-4) присутствуют в виде элювиальных, элювиально-делювиальных развалов хромитовых тел, протяженность которых колеблется от 5 до 100 м при ширине от 1–2 до 50 м, приурочены к зонам серпентинитового меланжа.

Шлиховые ореолы хромитов отмечены на р. Большой Упупкин, правобережье р. Энычаваям (III-5-22, 24). Источником сноса являются гипербазиты куюльского ПК. В ореолах содержатся знаковые и весовые содержания хромита. Геохимический ореол хрома р. Куюл (III-2-2) расположен в поле развития куйбивеевской свиты и связан, по-видимому, с погребенным выходом габброидов, что подтверждается данными аэромагнитной съемки [219]. Сов-

местно с хромом в ореоле отмечаются повышенные значения никеля и кобальта до 0,005 %. Площадь ореола – 8,5 км².

Титан. Представлен единичным шлиховым ореолом горы Ваэат (II-5-14) площадью 111 км². Выявлен в поле развития вулканогенно-осадочных пород среднего состава кытыймского ВК эоценового возраста. В шлиховых пробах отмечено повышенное содержание ильменита. Содержание титана, по данным химического анализа, тяжелой фракции одной пробы достигает 11,46 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На территории листа известно 19 рудопроявлений и 39 пунктов минерализации меди. Меднорудные объекты в большинстве своем относятся к медно-кварц-сульфидной и медно-порфировой формациям. В структурном плане приурочены к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, Пылгинскому антиклинорию на юге. Связаны медные руды с геологическими образованиями разного возраста от архея до эоцена.

Наиболее характерными представителями медно-кварц-сульфидной формации являются проявления Цирковый (I-4-16), Каняв (II-1-12), Ковш (II-1-9), р. Кымлинваям (VI-6-6), междуречье Кымлинваям–Гыргольириваям (VI-6-7), верховье р. Гыргольириваям (VI-6-8), уч. Восток (VI-5-12).

Проявление Цирковый (I-4-16) находится в Охотско-Чукотском поясе (ОЧВП). Локальной структурой, определяющей характер распространения оруденения, служит интрузивная купольная постройка, сложенная гранодиоритами, в краевых зонах сменяющихся диоритами позднемелового возраста пенжинского ПК. Гранодиориты турмалинизированы. В пределах участка выделено 38 турмалин-кварц-сульфидных жил, зон прожилкования, имеющих простую линейную форму, четкие контакты. Мощность жил – до 4 м, зон – до 10 м, протяженность – 100–1000 м, падение крутое – до 90°. В составе жил преобладают кварц, турмалин, халькопирит, халькозин, пирит, магнетит, второстепенные – каолинит, серицит, хлорит, арсенопирит, галенит, молибденит, сфалерит, борнит, тетрадимит, блеклые руды, золото, касситерит. Текстуры массивные, вкрапленные, пятнистые, гнездовые, брекчиевые, брекчиевидные, прожилковые, структура – крупнокристаллическая. Содержание меди в рудах меняется (%): от тысячных долей до 5,16, цинка – до 0,03, свинца – до 0,01, сурьмы – до 0,1, мышьяка – до 1,0; в единичных жилах отмечено присутствие молибдена – от 0,002 до 0,01, олова – 0,005–0,007. Золото-серебряное оруденение в жилах распространено неравномерно, содержания металлов в рудах в основном незначительные: золота – от следов до 3,4 г/т, но обычно не превышает 1 г/т, серебра – от первых граммов, единично до 500,2 г/т. Самостоятельного промышленного значения золото-серебряная минерализация не имеет.

Проявление Каняв (II-1-12) приурочено к периферической части ВТС Кович. Оруденение прослеживается на 500–700 м при ширине до 10 м и приурочено к ороговкованным, окварцованным, хлоритизированным вулканитам чайваедемского ВК в зоне влияния разломов. Рудная минерализация

представлена крупными вкрапленниками халькопирита, галенита, сфалерита, как в вулканитах, так и в кварцевых прожилках мощностью 10–20 см. Содержание меди – 0,7–1 %, свинца – 0,4–1 %, цинка – 0,1–1 %, серебра – до 100 г/т.

Для проявления Ковши (II-1-9) характерно присутствие двух типов оруденения – медно-цеолитового и медно-кварц-сульфидного. Рудная минерализация медно-цеолитового типа приурочена к кварц-карбонат-цеолитовым жилам мощностью до 5 м, развитым в зоне цеолитизации в вулканогенных образованиях чайваеумского ВК, в зонах линейных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Мощность зоны – до 100 м, протяженность – несколько км. Текстура брекчиевидная, прожилково-вкрапленная. Рудные минералы представлены халькопиритом, халькозином, малахитом, ковеллином. Спектральный анализ показал содержание меди до 1 %, серебра – до 40 г/т. Медно-кварц-сульфидное оруденение связано с зонами брекчирования, кварц-сульфидного прожилкования в мелких телах гранитоидов пенжинского ПК, которые, вследствие малых площадей выхода на поверхность, не нашли своего отражения на карте. Мощность кварцевых, кварц-карбонатных прожилков – до 0,1 м, протяженность зон – 30–50 м. Текстура жильных зон обычно прожилково-брекчиевая, текстура руд – прожилково-вкрапленная. Рудные минералы – галенит, халькопирит, сфалерит, пирит, вторичные минералы меди. Содержание: меди – 0,01–0,5 %, свинца – 0,02–1 %, цинка – 0,1–1 %, серебра – 10–40 г/т, кадмия – 0,002–0,01 %.

Прожилково-вкрапленное оруденение (II VI-6-6, 7, 8) связано в основном с кварцевыми, кварц-карбонатными, реже карбонатными, кварц-гематитовыми жилами и зонами окварцованных и пиритизированных пород среди вулканогенных образований говенской свиты, потатгытгынской толщи. Протяженность жил и зон не превышает 20–150 м, мощность – 0,05–2,0 м, падение крутое. Рудные минералы в жилах представлены халькопиритом, пиритом, редко гематитом. Из вторичных – малахит, ковеллин, гидроокислы железа. Химический и пробирный анализом установлены (%): медь – 0,14–8,8, свинец – 0,0004, цинк – 0,96, висмут – 0,015, очень редко марганец – до 1; золото – сл.–0,8 г/т, серебро – 0,7–20,5 г/т. В проявлении верховье р. Гырголь-лирваем (VI-6-8) выявлены восемь жил и одна зона гидротермально измененных пород, содержащих медное оруденение. Прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют: меди – 18 тыс. т, железа – 10 тыс. т [80].

В базальтах потатгытгынской толщи известно проявление уч. Восток (VI-5-12), представленное тремя крутопадающими хлорит-кварцевыми жилами, шестью кварцевыми жилами мощностью 0,4–1 м, зонами кварцевого прожилкования мощностью 0,1–1,0 м, протяженностью 10–150 м. По данным пробирного и химического анализов, содержания (%): меди – 0,15–1, свинец – 0,03, цинка – 0,04, золота – 0,02–0,4 г/т, серебра – 0,2–7,0 г/т.

Многочисленные ПМ, предположительно медно-кварц-сульфидной формации, с содержанием меди от сотых долей процента до 1 %, установлены повсеместно на площади листа в зонах окварцевания, сульфидизации, пропилитизации, кварц-карбонатного и кварц-карбонат-сульфидного прожилкования (I-2-2, 4; I-4-25, II-1-29, II-2-12, II-4-10, III-1-9, 10; III-4-11, 20; IV-1-15, 19; IV-2-12, V-4-30).

Проявления и ПМ медно-порфировой формации (VI-3-4, 5, 21, 23, 33; VI-4-13) располагаются в зоне Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) и локализуются в пределах Малетойваямской, Сээрваямской ВТС. Меднорудные объекты приурочены к зонам метасоматитов длиной до 4,5 км и шириной 0,2 км, развитых по пирокластическим породам ветроваямского ВК. Отмечены зоны кварц-алунитовых пород мощностью 0,2 м, кварц-карбонат-алунитовых, каолинит-кварцевых пород мощностью 0,2–1,5 м, с гнездово-вкрапленной рудной минерализацией, представленной борнитом, халькозином, фаматинитом, энаргитом. Содержание меди составляет 0,15–1,7 %, мышьяка – 0,015–0,3 %, свинца – 0,05–0,5 %, галлия – до 0,01 %, серебра – до 0,3 г/т.

Проявление р. Малетойваям (VI-3-7), расположенное в долине р. Малетойваям, связано со вторичными кварцитами. Скважиной вскрыты три рудных интервала с повышенным содержанием меди (по данным химического анализа): 1) 87,8–95,7 м – в брекчированных сульфидно-кварцевых породах, содержащих прожилково-вкрапленные включения серы, содержание меди – от 0,11 до 0,42 %; 2) 154,4–157,6 м – в сульфидно-кварцевых породах присутствии меди – 0,21–0,24 %; 3) 161,1–176,2 м – в трещиноватых монокварцитах, сульфидизированных с убогой серной минерализацией, содержания меди – 0,1–2,7 %.

Кроме объектов вышеперечисленных формационных типов на территории листа известен ряд ПМ (IV-4-8, 15, 16) неясной формационной принадлежности, где медная минерализация приурочена к кварцевым, кварц-кальцитовым прожилкам в гидротермально измененных раздробленных породах в зоне меланжа. Содержание меди достигает 1 %, цинка – 1 %, золота – 1,64 г/т, серебра – 11,9 г/т.

Свинец. Оруденение свинца представлено 18 проявлениями и восемью пунктами минерализации свинца. Большинство объектов относится к собственно свинцово-цинковой жильной формации. В структурном плане оруденение приурочено к Охотско-Чукотскому и Центрально-Камчатскому вулканическим поясам. Довольно часто свинцово-цинковорудные объекты сопровождают серебро-полиметаллическую формацию в Охотско-Чукотском поясе и золоторудную кварцевую в пределах Пылгинского антиклинория на юге площади.

Наиболее характерным представителем свинцово-цинковой жильной формации является *проявление Нибарчен (I-4-12)*, локализованное в вулканотерригенных породах усовского ВК, прорванных гранодиоритами мургальского ПК. На участке выявлено 14 кварцевых и кварц-карбонатных жил мощностью 0,5–1,5 м при протяженности 75–400 м и одна зона кварцевого прожилкования протяженностью 1 км, падение крутое. Содержания полезных компонентов обычно незначительные и колеблются в пределах тысячных–десятых долей %. Перспективными являются две жилы субмеридионального простирания, расположенные на западном и юго-восточном флангах проявления. Протяженность жил – 200–350 м, мощность – до 1 м. Руды представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, магнетитом, борнитом. Жильные минералы – кварц (до 90 %), карбонат, эпидот,

хлорит, серицит. Текстуры руд – вкрапленная, прожилковая, гнездовидная. Содержания свинца, меди и цинка превышают 1 % (спектральный анализ), в качестве примесей присутствуют золото – до 0,2 г/т, серебро обычно – десятичные доли г/т, (90,4–150 г/т – единичные пробы).

Ряд серебросодержащих свинцово-цинковых проявлений, расположенных в западной части площади листа (II-1-5, 6, 16, 17, 22, 26), связан с магматизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, пространственно приурочен к интрузиям умереннощелочных гранитов и гранитов пенжинского ПК. Довольно однотипное оруденение локализовано в кварцевых, кварц-сульфидных жилах, зонах брекчирования и прожилкования, приуроченных к мелким разломам и трещинам различного направления в образованиях пояса и его фундамента.

Проявления Медвежий (II-1-5) и Кукваам (II-1-26) приурочены к интрузивно-купольным структурам, центральная часть которых сложена ранне-позднемеловыми умереннощелочными гранитоидами пенжинского ПК. Рудоносные зоны расположены в гранитах, имеют разные направления (широтное, северо-западное) и протяженность до 4 км при ширине до 50 м. В пределах зон располагаются кварцевые, кварц-турмалиновые и кварц-сульфидные жилы и прожилки, в которых размещается рудная минерализация. Содержание меди, свинца, цинка и серебра соответственно колеблется в пределах 0,1–1,006; 0,1–1,0; 0,1–больше 1,0; 0,1–0,2 и 10–500 г/т. Интенсивно развита сульфидизация, окварцевание.

В *проявлениях р. Верхняя Гыленга и руч. Шумный (II-1-22, 6)* рудоносные зоны простираются на длину около 2 км, мощность их – 200–250 м. Руды наблюдаются как в развалах, так и в коренном залегании. Рудная минерализация в прожилках кварц-эпидотового состава мощностью до 0,25 м, руды мелкокрапленные галенит-сфалерит-халькопиритового состава. Содержание (%): свинца – 0,1–1,2; цинка – 0,1–0,77; меди – 0,1–0,29; серебра – до 300 г/т и золота – до 0,02 г/т в единичных пробах.

Проявление р. Мя-Вамтуваям (VI-4-18) выявлено среди пропильтизированных диоритов малетойваямского ПК в виде развалов кварцевой жилы (обломки кварца до 30 × 15 см), вытягивающиеся в северо-восточном направлении на 50 м. В кварце рассеянная вкрапленность галенита, тонкие пленки гидроокислов железа. Спектральным анализом обнаружены: свинец и цинк более, чем по 1 %, химическим – золото 0,6 г/т, серебро 26,4 г/т.

В Потатской зоне смятия (глубинный разлом северо-восточного простирания) локализованы проявления (VI-5-10, 17; VI-6-3, 4, 18, 27, 28, 29, 30).

Проявления уч. Эттык (VI-5-10) и руч. Олютоваям (VI-5-17) приурочены к зонам окварцованных брекчированных обохренных алевролитов говенской свиты мощностью от 0,5 до 100 м, протяженностью до 1000 м, содержащим от обильной вкрапленности сульфидов – пирита, галенита, сфалерита до убогой. Химическим анализом в зонах установлены: свинец – до 0,5 %, цинк – до 0,1 %, золото – 0,2 г/т, серебро – до 0,7 г/т.

Проявления свинца (VI-6-3, 4, 18, 27, 28, 29, 30) образованы кварцевыми, кварц-карбонатными (с баритом) жилами, зонами прожилкования, залегающими в базальтах, аргиллитах, туфах, туфокремнистых породах, потатгытгынского и говенского ВК, прорванных штоками и силлами базальтов и

пикритов их субвулканических фаций. Протяженность наиболее перспективных жил варьирует от 100 до 1760 м, мощность – от 0,1 до 4,8 м. Сульфидная минерализация представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гематитом, борнитом, халькозином, реже встречаются касситерит, арсенопирит, ильменит, марказит, золото. Содержания (%) колеблются: свинец – до 6,8, цинк – до 6,54, медь – до 2,2, золото – от следов до 3,5 г/т, серебро – 22,1–61,2 г/т.

Пункты минерализации свинца (I-4-18; VI-3-24, 20, 9; VI-5-1; II-1-33; III-4-9) связаны с магматизмом вулканогенных поясов. Сульфидная минерализация наблюдается в зонах окварцевания, кварцевых жилах и зонах прожилкования в интрузивных телах кислого состава, роговиках, осадочных породах, вторичных кварцитах. Масштабы минерализации обычно небольшие, содержания свинца – до 0,3 %.

Цинк на карте представлен восемью ПМ. Повышенные содержания цинка (III-1-12, 30; II-1-27) выявлены в песчаниках, алевролитах кечичминской толщи, магивеевской свиты, где приурочены к зонам окварцевания (30 × 50 м) и развалам кварцевых жил (0,5 × 200 м), содержащих рассеянную вкрапленность и редкие прожилки пирита и обохренного кварца. Содержание цинка – 0,03–0,3 %, меди – 0,1 %. В долинах рек Майниемъетваям, Майнгулуловаям (V-6-1, 2, 3, 4) в пропилитизированных отложениях ватынской серии, в зоне меланжа, а также в гидротермально измененных песчаниках и алевролитах иночвиваямской свиты спектральный анализ показал содержание цинка 0,3–0,6 %, меди – до 0,01 %.

Никель довольно ограниченно распространен на территории листа и представлен одним ПМ и тремя шлиховыми ореолами.

Пукт минерализации Лолоинай (III-5-26) приурочен к лиственитизированным гипербазитам, образующим поле (100 × 200 м) в зоне разлома. Состав лиственитов кварц-карбонатный и серпентин-карбонатный, рудные минералы: хромит, магнетит, гематит, пирит. Содержание никеля, по данным спектрального анализа, составляет 0,3 %. В силу незначительных параметров, низких содержаний и отсутствия собственных минералов никеля практического интереса не представляет. Шлиховые ореолы (IV-3-3, 12, 20) развиты в местах выхода гипербазитов куюльского массива, из никельсодержащих минералов выявлено никелистое железо, постоянно присутствующее в знаковых количествах в аллювиальных отложениях водотоков, размывающих гипербазиты.

Молибден. Молибденовое оруденение распространено в пределах Охотско-Чукотского минерагенического пояса, единичные ПМ приурочены к Центрально-Камчатскому вулканическому поясу. На территории листа известно шесть проявлений (I-6-11, II-1-14, 19, 20, 21, 28) и 11 ПМ, предположительно молибденовой грейзеновой рудной формации. Наиболее богатое по содержаниям молибдена оруденение чаще приурочено к краевым частям интрузий гранитов, гранодиоритов, умереннощелочных гранитов и интрузивно-купольных структур пенжинского ПК, локализовано в полях и зонах вторич-

ных кварцитов, грейзенизации, окварцевания, в основном представлено жильно-штоковерковыми телами. Нередко с ним пространственно совмещена более низкотемпературная серебро-полиметаллическая минерализация с золотом и медью. Благоприятными для поисков месторождений молибдена жильного и штоковеркового типа являются уч. Янянай, Тыкляваям, Предраковый, р. Кукваям, р. Ильвовеем.

Прожилково-вкрапленное молибденовое и полиметаллическое с молибденом оруденение *проявления Янянай* (II-1-28) приурочено к контактовой зоне массива умереннощелочных гранитов и гранодиоритов пенжинского ПК, где в ороговикованных вмещающих породах развиты зоны нарушений субширотного, меридионального и северо-восточного направлений, присутствуют зоны дробления и кварц-сульфидного прожилкования (мощность 0,5–50 м, протяженность – до 1,5 км), вторичные кварциты, кварцевые и кварц-сульфидные жилы (мощность – 0,2–3 м, длина – до 1 км). Центральная часть проявления представляет собой штоковерк, где серицитовые, серицит-каолинитовые кварциты, окварцованные и пиритизированные роговики, реже граниты, густо пронизаны волосяными прожилками кварца и сульфидов. Молибденит в виде сажистых примазок, реже прожилков (до 0,3 см) отмечается по всем системам трещин отдельности. На периферии штоковерка, реже в его центральной части, выявлено более 20 жил, зон прожилкования и брекчированья с минералами молибдена, меди, свинца, цинка, реже марганца и железа, составляющих от 2 до 30 % объема жильной массы. Спектральным анализом установлены содержания (%): молибдена – 0,01–0,5, свинца – 0,05, цинка – 0,2, меди – 0,1; в отдельных пробах содержания молибдена, свинца, меди, цинка, мышьяка достигают 1 г/т, золота – 0,03–3 г/т, серебра – 20–300 г/т. В эндоконтакте гранитов отмечается тонкое (до 2 мм) редкое прожилкование молибденитом, иногда с кварцем (100 × 50 м), содержание молибдена – до 0,03 %.

Проявление уч. Тыкляваям (II-1-14) локализовано в зоне контакта ороговикованных терригенных пород триаса с гранодиоритами пенжинского ПК. Оруденение представлено прожилками и кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м во вторичных кварцитах, протяженность которых достигает 2,5 км, ширина – до 100 м. В центральной части кварциты густо пронизаны маломощными прожилками кварца с пиритом и молибденитом. Содержание молибдена в жилах – 0,008–0,04 %. Здесь же, в зоне окварцованных, пиритизированных гранитов длиной до 2 км, содержание молибдена достигает 0,001–0,3 %.

В *проявлениях Предраковый, р. Ильвовеем, р. Кукваям* (II-1-19, 20, 21) в гранитах пенжинского ПК выявлены зоны кварцевого прожилкования, реже жилы, зоны грейзенизации и вторичных кварцитов с вкрапленностью и прожилками молибденита. Зоны кварцевого прожилкования в грейзенизированных гранитах имеют мощность до 1–3 м, протяженность – до 0,5–1,5 км, содержание молибдена – 0,002–1 %. Кварцевые жилы образуют развалы протяженностью 600 м при ширине 60–70 м либо единичные маломощные до 0,2 м протяженностью до 40 м кварцевые жилы с прожилково-вкрапленным молибденитом, содержание молибдена – от 0,02 до 0,3 %. Изредка отмечаются повышенные содержания меди до 0,1 %, мышьяка – до 0,5 %, серебра – до 40 г/т и висмута – до 0,01 % (единичные штупные пробы). Вторичные квар-

циты образуют поля протяженностью до 0,8 км, внутри которых наблюдаются глыбовые развалы (80×70 м и 50×20 м) вторичных кварцитов с густым (до 60 %) прожилкованием кварца с медной зеленью и молибденитом. Содержание молибдена – 0,05–0,1 %, меди – 0,15–0,3 %. Проявление р. Правая Кондырева (I-6-11) приурочено к зоне брекчированных пород мощностью 20 м, протяженностью 150 м, связанной с разломом северо-восточного простирания в субвулканическом теле дациандезитов эоценового кытыймского ВК. Содержание молибдена – 0,001–0,06 %, цинка – 0,01 %, меди – до 0,04 %, свинец – до 0,003 %.

В пунктах минерализации (I-1-4; I-4-20, 24; 1-5-3, 7; II-1-23, 36; II-2-20; III-1-17; VI-4-5, 20) молибденовое оруденение отмечается в маломощных (до 0,5 м) кварцевых жилах, их развалах (2×3 м), штокверкоподобных зонах (30×50 м) и зонах монокварцитов протяженностью до 200 м и мощностью первые метры с маломощными кварцевыми прожилками, локализованных в меловых интрузиях пенжинского, мургалевского, приохотского, малетойваймского ПК и вулканитах ильваваамской и окланской свит. Содержание молибдена в ПМ составляет 0,02–0,1 %.

ВГХО Янянай (II-3-13). В донных осадках установлено повышенное содержание молибдена (0,001–0,0015 %). Повышенные концентрации молибдена связаны, по-видимому, с вкрапленностью молибденита в гранодиоритах пенжинского ПК.

Вольфрам на площади листа развит ограниченно и представлен семью шлиховыми ореолами, содержащими как знаковое, так и весовое количество шеелита (I-4-10, II-1-30, II-2-14, III-1-13, III-4-16, V-3-15, VI-2-11). Площадь ореолов – от 15 до 140 км². Установленными источниками в основном являются зоны гидротермально измененных пород, кварц-сульфидные жилы в интрузивных телах гранитоидного состава мелового возраста и зоны разломов.

В среднем течении р. Тылхой известен наиболее крупный по площади ореол – до 210 км², выявленный среди терригенных пород юлговаямской свиты и гыленгинской толщи, прорванных гранитами пенжинского ПК (II-2-14). Единичные знаки шеелита отмечены в 50 пробах, вероятными источниками могут являться кварц-сульфидные жилы и зоны гидротермально измененных пород в гранитоидах. Шлиховые ореолы верховьев р. Харитоня – р. Малый Упупкин (III-4-16) содержит в равной мере знаковые, единично знаковые и весовые (до 10 г/м³) содержания шеелита. Шеелит различной степени окатанности, размер зерен – до 3 мм, ассоциирует с пироксенами, гранатом, киноварью, цирконом. Источник сноса не установлен. Иногда ореолы сопровождают проявления олова (V-3-15), содержание шеелита знаковое; содержание шеелита вблизи проявлений олова в делювии иногда достигает 200 мг/м³. Сопутствующие минералы – касситерит, киноварь, галенит, золото.

Олово. Оловорудная минерализация относится к оловорудной силикатно-сульфидной формации, развита достаточно широко в районе Ветвей-Укэляятского поднятия (10 проявлений). Олово большей частью генетически связано с олигоценowymi гранитами коряжского ПК, в других случаях эта

связь не столь отчетлива, так как проявления располагаются в вулканитах или терригенных отложениях мелового возраста (корякская серия и эссовеемский ВК). Оруденение данной формации чаще всего локализовано в хлорит-кварцевых жилах, зонах прожилкования.

Ниже приводится более подробное описание ряда наиболее значимых проявлений.

Проявление Восточное (V-4-20) связано с ороговикованными, гидротермально измененными, ритмично переслаивающимися алевролитами и аргиллитами корякской серии. Рудовмещающими являются разрывы северо-западного простирания, к которым приурочена минерализованная зона Восточная, представляющая собой кулисообразно сочетающиеся жилы и зоны прожилкования сульфидно-хлорит-кварцевого состава. Протяженность зоны – около 1,8 км, ширина – 20 м, прослежена канавами через 40–80 м и изучена на глубину до 140 м буровыми скважинами в трех пересечениях. Вещественный состав неоднороден, выделено четыре типа руд: минерализованные брекчии (этот тип руд наиболее продуктивен, содержания олова в нем достигают 6,88%), мелкопрожилковые, полисульфидные и «рыхлые» руды. Рудные минералы представлены касситеритом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, арсенопиритом; жильные – кварцем, хлоритом. Рыхлые руды представляют собой обломки минерализованных брекчий и мелкопрожилковых руд, сцементированных глинистым материалом и лимонитом. Происхождение их гипергенное, содержание олова – 0,005–0,75%. Средние содержания (%): олова – 0,69, свинца – 0,75, цинка – 1,61, меди – 0,18, селена – 45,5 г/т, серебра – 29 г/т. Прогнозные ресурсы по категории Р₁, подсчитанные до глубины 200 м, составили (тыс. т): олово – 40,3, медь – 1,0, свинец – 43,9, цинк – 94,2, селен – 0,1; серебро – 200 т [327]. Рудопроявление Восточное является наиболее крупным и наиболее перспективным оловорудным объектом Айнаветкинского рудного поля. Предполагается надрудный срез зоны Восточная и ее продолжение на север.

Проявление уч. Резниковский (V-3-24) расположено в области развития сложнодислоцированных флишеидных образований корякской серии, прорванных штоками гранодиорит-порфиров корякского комплекса, которые окружены широкими ореолами гидротермально измененных пород. Рудовмещающими структурами являются крутопадающие зоны брекчирования западного и субширотного простирания. Рудные тела приурочены к кварцевым, кварц-хлоритовым жилам и минерализованным зонам дробления с нечеткими контактами. Основными промышленными рудными телами являются семь кварцевых жильных зон, зон брекчирования и прожилкования северо-западного простирания, мощностью 0,3–4,1 м, протяженностью 0,2–1,2 км, расположенных в центральной части участка. Рудные тела прослежены канавами. Наиболее перспективными являются зоны № 1, 4 и 5. Состав жил – кварц-хлоритовый, серицит-биотит-хлоритовый с сульфидами и касситеритом, текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные. Содержание олова – до 2,32% (среднее – 0,2–0,42%), цинка – до 0,46%, свинца – до 9,5%, меди – до 0,345, селена – до 179 г/т, серебра – (среднее) 49–316 г/т.

Прогнозные ресурсы по сумме категорий $P_1 + P_2$ составили (тыс. т): олова – 36, свинца – 153, цинка – 23,8, меди – 13,6; серебра – 1100 т, кадмия – 117 т, селена – 164 т [327].

В проявлении *Хрустальное* (IV-5-11) структуру рудного поля определяют радиальные разломы, из которых рудовмещающими являются субширотные. Пострудная субширотная зона разлома разделяет рудное поле на два блока: северный поднятый и южный. Рудоносные зоны представлены серией сближенных минерализованных зон сложной морфологии с системой ветвящихся кварцево-сульфидных прожилково-жильных тел, брекчий с хлорит-сульфидно-кварцевым цементом, прослежены с поверхности на 320–520 м, отдельные на 700–1200 м, мощность – от 0,1–0,5 до 1,5–2 м, единично – 7,5–8,7 м, одна из них прослежена по падению на 150 м. В пределах зон оконтурено 32 рудных тела, 15 из которых главные. Средняя длина рудных тел – 90 м (30–130 м), средняя мощность – 1,3 м (0,8–4,5 м). Падение крутое. Текстуры руд – брекчиевые, пятнистые, прожилковые, вкрапленные. Главные рудные минералы – касситерит, пирит, марказит, мельниковит, второстепенные – сфалерит, галенит, арсенопирит, пирротин; жильные – кварц, хлорит, серицит. В южном блоке выделено несколько малопротяженных рудных тел с содержанием олова 0,10–0,34%, в северном – содержания олова от 0,5% и выше, среднее содержание олова в блоках – 1,3%. Кроме олова, в рудах содержатся (%): бор – до 0,18, свинец, цинк и медь – в сотых долях, мышьяк и сурьма – до 0,2; очень редко серебро – до 3–20 г/т. По технологическим свойствам руды являются легкообогатимыми, с извлечением по гравитационной схеме 93,9% олова в концентрат с содержанием 24,46% металла, с возможным увеличением до 60% при выщелачивании в соляной кислоте.

Коренными источниками семи (I-2-1, III-5-9, IV-5-10, V-2-1, 5, V-3-20, 22) шлиховых ореолов касситерита являются, очевидно, кварцевые жилы и прожилки, зоны окварцевания, пиритизации, а также наличие повышенных концентраций олова в коренных породах – гранитоидах и роговиках. В шлихах содержатся обычно знаки касситерита, вблизи проявлений содержания его могут достигать 150–200 мг/м³, в редких шлихах присутствуют золото, киноварь, галенит, шеелит.

Ртуть. Признаки ртутной минерализации в большинстве своем в виде шлиховых ореолов киновари, пунктов минерализации установлены почти по всей территории, но основная часть проявлений и месторождений сосредоточена в южной, юго-западной частях листа и приурочена к Пылгинскому антиклинорию, к выходам и блокам Ветвей-Укэлятского и Таловско-Майнского поднятий. На карту вынесено три месторождения (одно среднее и два малых), 12 проявлений, 20 пунктов минерализации и 25 шлиховых ореолов. Многочисленные проявления, пункты минерализации и месторождения ртути представлены ртутной аргиллизитовой терригенной формацией. Пространственно и генетически в основном связаны с терригенно-флишоидными отложениями коряжеской серии, с вулканогенно-терригенными образованиями эссоевского ВК, песчаниками, алевролитами вальэнской и алугинской свит.

Месторождение ртути среднее Олюторское (VI-6-15) расположено в Прибрежной ртутнорудной зоне и разведано на двух участках – Веселый и Верность.

В строении Олюторского месторождения принимают участие терригенные породы олигоценового возраста алугинской свиты – аргиллиты, алевролиты, песчаники. Они дислоцированы в крутые складки северо-восточного простирания, осложненные сбросо-сдвигами и сдвигами субширотного, северо-западного простирания, контролирующими размещение сурьмяно-ртутного оруденения. Рудные тела, как правило, локализованы на участках сочленения и пересечения надвигов, сбросов и сбросо-сдвигов, представлены крутопадающими зонами дробления с наложенной гидротермальной кварц-диккит-карбонатной минерализацией и содержат вкрапленность киновари, антимонита, спорадически пирита, халькопирита, сфалерита, арсенипирита, аурипигмента, магнетита, метациннабарита. Морфология рудных тел сложная, жилообразная с апофизами, раздувами и пережимами. Для всех рудных линз характерно резкое выклинивание и уменьшение содержания ртути по простиранию. Распределение ртути в рудных телах весьма неравномерно – от десятых долей до 21,66 %, сурьмы – до 22,4 %. Контакты рудных тел с вмещающими породами четкие, с тектонической глиной трения и зеркалами скольжения. Гидротермальные изменения в целом не характерны для месторождения, отмечаются лишь незначительное окварцевание, карбонатизация и диккитизация в виде тонких прожилков. Содержание ртути во вмещающих породах – 0,02–0,03 %. По вещественному составу руды относятся к кварц-диккит-антимонит-киноварному и кварц-доломит-киноварь-реальгаровому минеральным типам; по рудноформационному типу – к золотосодержащей ртутной аргиллизитовой терригенной формации.

На уч. Веселый интенсивно проявлена разрывная тектоника. Выявлены и частично разведаны канавами, скважинами и штольнями четыре рудные зоны и две апофизы, из которых в трех установлены рудные тела. Прослеженная длина рудных тел – 300–500 м, длина рудной части – 50–185 м, вертикальный размах – от 25–60 до 90–135 м, средняя мощность – от 0,54 до 0,25–1,14 м. Среднее содержание ртути – 0,79–2,52 % (0,92 %); сурьмы – 0,29–0,52 %; золота – до 0,3 г/т и серебра – 0,4–1,2 г/т. Общие запасы ртути на уч. Веселый по категориям $C_1 + C_2 = 151$ т, в т. ч. по категории $C_1 - 42$ т. На участке Верность выявлены и разведаны четыре рудные зоны, из которых самостоятельное промышленное значение имеет только одна – рудная зона № 5. Промышленное оруденение локализовано на участке протяженностью 450 м, в зоне сочленения с надвигом. Всего на поверхности прослежено пять линз длиной от 8,5 до 60 м, мощностью 0,3–6,4 м с содержанием ртути 0,19–5,71 %. На штольневых горизонтах прослежено 12 линз протяженностью 3–58 м, мощностью 0,9–2,05 м с содержанием ртути 0,06–1,54 %. Наиболее богатые руды вскрыты на горизонте 80 м. Средняя мощность рудной зоны составляет 1,17 м, среднее содержание ртути – 1,41 %. Вертикальный размах оруденения определен в 500–600 м. Сопутствующие элементы: сурьма – до 0,42 %, золото – 0,2–4 г/т и серебро – 0,1–18 г/т, в сотых долях процента присутствуют медь, цинк, свинец, ванадий, марганец, галлий. Запасы по категории C_2 составляют 619 т при среднем содержании 1,43 %, прогнозные ресурсы катего-

рий $P_1 + P_2$ до горизонта 200 м оцениваются в 23 000 т. Общие промышленные запасы ртути по Олюторскому месторождению по категориям $C_1 + C_2$ при средней мощности 0,97 м и среднем содержании 1,32 % составляют 776 т [80].

Месторождения малые Ясное и Озерное (IV-6-9, 10) приурочены к Ляпга-найскому руднорудному узлу. Оруденение связано с зонами тектонических нарушений различных направлений в песчаниках и алевролитах корякской серии. Рудные тела – крутопадающие зоны брекчирования, состоящие из обломков минерализованных вмещающих пород и киновареносного карбонат-кварцевого цемента, кварц-карбонатные жилы (5–35 см), отороченные оруденелыми зонами брекчирования (от 0,5 до 12 м) аналогичного состава. Морфология рудных тел достаточно сложная, характеризуется ветвлениями, пережимами, раздувами и смещением по правосторонним сдвигам (3–20 м). Рудные минералы представлены киноварью, редко пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Киноварь образует неравномерную вкрапленность до 2 мм, линзы и гнезда (2–3 см), прожилки, пленочные налеты на кварце, концентрируется в висячих боках зон, в участках пережимов зон, иногда во вмещающих дикситизированных и окварцованных породах.

Площадь *малого месторождения Ясное (IV-6-9)* составляет 0,4 км². Выявлено пять богатых, но непротяженных тел. Прослеженная длина – 20–47,5 м, единично (рудное тело № 4) – 60 м. Средняя мощность рудных тел, включая вмещающие породы с бортовым содержанием ртути 0,1 %, составляет от 0,15–0,32 до 1,10–1,75 м, среднее содержание ртути – 0,94–2,7 %, единично (рудное тело № 3) – 11,80 %. Запасы ртути по категории C_2 составляют 210 т.

Месторождение Озерное (IV-6-10) представлено двумя участками, отстоящими на расстоянии 1,1 км друг от друга. На уч. Удача выявлено семь рудных тел, практическое значение имеет рудное тело № 2 средней мощностью 0,78 м, прослеженное пятью канавами и одной траншеей. Среднее содержание ртути – 0,24 %, во вмещающих окварцованных породах достигает 0,18 %. Шесть других сближенных рудоносных зон, аналогичных рудному телу № 2, вскрыты в единичных пересечениях. Мощность их – от 0,1–0,4 м, длина – 10–20 м, содержание ртути меняется от 0,01 до 0,4 %. На уч. Малыш вскрыты три брекчированные минерализованные рудные зоны, сложенные обломками песчаников, алевролитов и аргиллитов с карбонатно-кварцевым цементом. Практический интерес представляет рудное тело № 1 северо-западного простирания. Прослеженная длина – 120 м при средней мощности 0,51 м. Среднее содержание ртути по зоне – 0,4 %. Запасы ртути по категории C_2 составляют 175 т.

Проявления и пункты минерализации (III-6-26, 27; IV-4-20, IV-5-5, 6; V-3-12, 31; V-4-6, VI-3-16, 18) приурочены к полям развития пород велоньского, эссоеемского и ветроваямского вулканических комплексов. Основная часть рудных тел локализуется в зонах дробления и расщепления, в которых интенсивно проявлены карбонатизация и окварцевание, и в жилах кварцевого и кварц-карбонатного состава. Мощность зон – от 1,1–15,8 до 150 м, длина – от первых десятков до 1500 м. Минеральный состав кварц-карбонатный, кварц-каолинит-карбонатный с киноварью, пиритом, антимонитом, реже – халькопирит, галенит, сфалерит. Киноварь тонкодисперсная,

иногда образует скопления и прожилки. Содержание ртути колеблется от 0,01 до 12 %. Попутно с ртутью установлены (%): олово – 0,02, медь – 0,04–0,3, кобальт – 0,02. Жилы характеризуются протяженностью до 100 м, мощностью от 0,25 до 2,2 м. Рудные минералы представлены киноварью, гематитом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, иногда присутствует барит. Распределение ртути крайне неравномерное, среднее содержание – 0,25 %, максимальное – 0,82 %, сурьмы – до 0,1 %, золота – до 0,2 г/т, серебро – до 2,8 г/т, медь – 0,03 %, цинк – 0,02 %.

Многочисленные пункты минерализации ртути приурочены к зонам гидротермально измененных пород в терригенных, вулканогенно-терригенных отложениях позднего мела и палеогена, жилам кварцевого и кварц-карбонатного состава. Протяженность жил, зон – до первых десятков метров, мощность – от 0,25 до 0,5 м, часто встречаются в элювиально-делювиальных развалах. Содержание ртути (%) от 0,001 до 0,03, 0,7, 2,84. Иногда присутствуют золото до 0,2 г/т, серебро – 0,1–0,2 г/т, сурьма – до 0,1 %. Практического интереса они не представляют.

Повсеместно по площади листа, в отложениях мелового, палеоген-неогенового возраста развиты шлиховые ореолы ртути, в основном низкой концентрации. Источником ртути служат многочисленные зоны дробления и расланцевания, зоны кварц-карбонатного прожилкования, гидротермально измененных пород, сопровождающие разломы северо-восточного и северо-западного простираний. Иногда киноварь встречается совместно с золотом (V-3-14, 23).

Мышьяк. На изученной территории известно шесть проявлений и девять ПМ мышьяка. Рудные объекты приурочены к зонам тектонических нарушений, кварцевым, кварц-карбонатным жилам и зонам прожилкования, зонам вторичных кварцитов в вулканитах говенского, кытыймского, ветроваямского ВК, в терригенных породах мелового и каменноугольного возраста.

Наиболее представительным является проявление Гиткоюлинское (VI-5-20). Оруденение приурочено к зоне влияния Вывенского глубинного разлома, локализовано в зонах окварцованных, пиритизированных, обохренных пород в терригенных породах говенской свиты. Мощность зон колеблется от 0,15 до 15 м, протяженность – 30–400 м. По данным химического анализа, содержание мышьяка достигает 1 %. Постоянно присутствуют золото – от следов до 0,4 г/т, сурьма – 0,05 %, медь – 0,015 %, свинец – 0,007 %, цинк – 0,01 %.

Проявление верховья р. Энынгваям (VI-4-16) связано со вторичными кварцитами и относится, предположительно, к сурьмяной аргиллизитовой формации. В зоне трещиноватых аргиллизитов, развитых по андезитам ветроваямского ВК видимой мощностью до 3,5 м отмечена тонкая вкрапленность, примазки и гнезда реальгара – до 0,05 × 0,02 м. Содержание мышьяка, по данным спектрального анализа, до 2 %.

Мышьяковое оруденение проявлений (I-3-3, II-2-16, IV-3-26, VI-6-33) локализовано в кварцевых жилах и зонах прожилкования мощностью 0,1–10 м и протяженностью 50–350 м в отложениях карбона и мел-палеогена. По дан-

ным спектрального анализа, содержание мышьяка – до 1,1 %, цинка – 0,1 %, свинца – 0,02 %, золота – 0,15 г/т, серебра – 3 г/т.

Пункты минерализации (I-2-11, 12; II-2-4, 10, 13; III-4-3, IV-6-8, VI-3-17, VI-5-22) большей частью связаны с пиритизированными гидротермально измененными породами с тонким кварц-карбонатным прожилкованием, вторичными кварцитами. Содержание мышьяка в них – от 0,05 до 1 %. Мышьяк часто в качестве сопутствующего элемента встречается в проявлениях сурьмы.

Сурьма. Сурьмяное оруденение не пользуется широким распространением. Сурьма иногда присутствует в качестве сопутствующего компонента в рудах других металлов (золота, ртути, мышьяка). На изученной территории известны четыре собственно сурьмяных проявления (VI-5-21, 31; VI-6-19, 21). Оруденение связано с минерализованными зонами дробления в терригенно-вулканогенных породах говенской, алугинской свит, мощность зон – 0,3–5,5 м, протяженность – до 2 км. Формация сурьмяная аргиллизитовая.

Наиболее представительным является проявление *Звездное* (VI-5-21). В пределах проявления выявлено около 10 минерализованных зон дробления северо-западного и субмеридионального простирания протяженностью от нескольких десятков метров до 2 км и мощностью 30–40 м. Все они приурочены к терригенно-вулканогенным породам говенской свиты, смятым в антиклинальную складку. Особого внимания заслуживает зона Звездная, содержащая сурьмяное и мышьяковое оруденение, вскрытое канавами. Протяженность ее составляет 2 км, мощность изменяется с юга на север от 0,2 до 20 м, длина оруденелой части – около 650 м. Рудное тело на протяжении 350 м в юго-восточной части представлено зоной дробления мощностью 0,2–5,5 м с кварц-карбонатным цементом, с многочисленными кварцевыми прожилками мощностью до 15 см и протяженностью до 10 м, содержащими обильную вкрапленность антимонита. Содержание сурьмы в целом по зоне не превышает 0,24 %, в кварцевых прожилках – до 61,84 %; мышьяка – 0,03–0,04 %. На северо-западном фланге на протяжении 300 м мощность зоны составляет 0,5 м. Здесь цементирующим материалом является реальгар, содержание сурьмы достигает 31,09 %, мышьяка – 33,97 %, золота – 1,6–10 г/т, серебра – 0,2–3,2 г/т, ртути – до 0,9 %. Прогнозные ресурсы сурьмы по зоне Звездная составляют (тыс. т): по категории P_1 – 26, мышьяка – 8; по категориям $P_1 + P_2$ – 232 и 108 соответственно. В остальных зонах содержание сурьмы не превышает 0,40 %, мышьяка – 0,15 %, золота – следы, серебра – 1,2 г/т.

Сурьмяное оруденение в проявлениях уч. Ольховый, Ырваам (VI-6-19, 21) связано с крутопадающими зонами дробления мощностью 0,3–0,7 м, протяженностью до 300 м. Рудный минерал антимонит образует прожилки и линзы, гнезда мощностью 1–5 см. Содержание сурьмы, по данным химического анализа, колеблется от 2,3–4,26 до 8,36 %, на уч. Ольховый пробирным анализом определено золото – 0,3 г/т, серебро – 6,6 г/т, ртуть – до 0,02 %.

Висмут. Минерализация висмута на территории листа практически отсутствует и представлена единственным ПМ в верховье руч. Правый (VI-4-6). В андезитах, туфах ветроваямского ВК отмечены две линейные зоны северо-

восточного простирания, сложенные лимонитизированными, иногда брекчированными монокварцитами с кремнисто-железистым цементом. Спектральный анализ штучных проб показал содержание висмута 0,02–0,03 %.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. По левому притоку р. Кечичма известен один ПМ (Ш-1-15). Минерализация приурочена к субвертикальной жильной пегматитовой зоне, сложенной чередующимися жилами мощностью 0,01; 0,2; 0,3 м турмалиновых пегматитов, аплитовидных гранитов, аплитов и приуроченной к контактовой зоне габброидов яринского ПК с гранодиоритами приохотского ПК. Простирание зоны северо-западное, мощность – 20–30 м, длина – не менее 100 м. В пегматитах встречены единичные кристаллы (до 0,5 см) светло-зеленого полупрозрачного берилла. Содержание бериллия – до 0,002 %. В составе пегматитов присутствуют кристаллы кварца, розового полевого шпата, турмалина, граната. Зона представляет определенный поисковый интерес.

Германий. В пределах ОЧВП в западной части листа известно два ПМ (II-1-7, 8). В габброидах яринского ПК (II-1-8) германиевая минерализация локализована в зоне кварц-турмалиновых жил и прожилков мощностью 0,1–0,3 м, протяженностью 100–200 м. По данным спектрального анализа штучных проб, содержание (%): германий – 0,001, молибден – 0,001–0,003, иттрий – 0,008. В зоне экзоконтакта гранитоидов с породами магивеевской свиты (II-1-7) установлены линзы скарнированных известняков (кальцит-гроссуляровые породы). Мощность линз – 0,2–10,0 м, протяженность не установлена. Содержание германия – 0,001 %, иттрия – 0,005 % (спектральный анализ штучной пробы). Кроме того, германий иногда присутствует как сопутствующий элемент в проявлениях бурого угля.

Редкие земли (без разделения на группы) имеют довольно ограниченное распространение на площади листа. Представлены тремя проявлениями (VI-3-22, 25, 26) на юге территории, где связаны с вулканитами ЦКВП и двумя ПМ на западе листа в пределах развития ОЧВП (II-1-11 и I-1-6).

Проявления редких земель характеризуются повышенными содержаниями элементов группы лантана и церия в ассоциации с ураном и торием. Они приурочены к полям развития гидротермально измененных пород ветроваямского ВК, связаны с зонами вторичных кварцитов, образованных кислыми гидротермальными системами вулканогенного типа.

Проявление Тюлюльваямское (VI-3-25) приурочено к вторичным кварцитам, имеющим повышенную гамма-активность до 57–62 мкР/ч, которая увеличивается с глубиной: на поверхности – 20–25 мкР/ч, на глубине 0,7 м – 62 мкР/ч. Рудные тела представляют собой сложно сочетающиеся трубообразные, жилообразные и линзовидные залежи. Мощность горизонтальных тел достигает 2–2,5 м при длине 11–12 м. Содержание редких земель (в сумме) в полуметровых секциях от кровли к подошве следующее (%): 0,13; 0,35; 0,45;

0,32; 0,14. Трубообразные тела достигают 4,5 м в диаметре. Среднее содержание в них суммы редких земель – 0,28 %, максимальное – 0,48 %. Участки с меньшей гамма-активностью характеризуются большими площадями и содержанием редких земель до 0,05 %. По данным спектрального анализа, в пробе с содержанием редких земель 0,28 % присутствует урана 0,13 %, тория 0,048 %, церия 0,05–0,1 %, лантана – 0,01–0,05 % (максимально 0,3 %), гафния – 0,01–0,03 %, галлия – 0,01 % (максимально 0,2 %), циркония 0,03–0,05 %, стронция более 0,5 %.

ПМ приурочены к гидротермально измененным породам в зонах тектонических нарушений в бебеканском ПК щелочных сиенитов и в алевролитах, песчаниках магивеевской свиты. Содержание редких земель достигает 0,71 %.

В полях развития пород велолныкского ВК (V-3-17) и ветроваямского ВК (VI-3-3) установлено два шлиховых ореола. Площадь ореолов соответственно 160 и 80 км². Ортит содержится в знаковом количестве и единичных знаках, источником поступления являются вулканы велолныкской свиты и вторичные кварциты, развитые по андезитам ветроваямского ВК.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Из благородных металлов на территории листа основную роль на данный момент играет золото, меньшую – платина и серебро.

В районе известно два серебряно-золоторудных месторождения (одно крупное и одно среднее), 87 проявлений, 43 пункта минерализации, 71 шлиховой ореол, четыре ВГХО; 47 россыпных месторождений (пять средних, сорок два малых), 11 россыпепроявлений (из них три с платиной). Золотое оруденение отнесено к серебряно-золотой адуляр-кварцевой и золоторудной кварцевой формациям.

Оруденение серебряно-золотой формации связано в основном с магматизмом наземных вулканогенных поясов. Золоторудные объекты серебряно-золотой адуляр-кварцевой рудной формации наибольшее распространение имеют в пределах Охотско-Чукотского, Западно-Камчатского и Центрально-Камчатского вулканогенных поясов, группируясь совместно с серебром в составе минерогенических зон, рудных районов и узлов.

Рудовмещающими являются вулканические породы среднеосновного, кислого, умереннощелочного состава и комагматичные им субвулканические образования, а также интрузивные образования мелового, палеогенового и миоценового возраста. Рудные проявления в пределах их распространения характеризуются близповерхностными условиями рудообразования, пространственной связью с монокварцитами, вторичными кварцитами, неравномерным и крайне неравномерным распределением золота, разнообразием продуктивных минеральных ассоциаций, развитием колломорфно-полосчатых текстур руд. К серебряно-золотой адуляр-кварцевой рудной формации отнесены месторождения Аметистовое и Сергеевское, проявления прогнозируемых Кегалинского и Тылхойского серебряно-золоторудных узлов, Холоховчан-Окланского серебряно-золоторудно-россыпного района, Ичигинского

серебряно-золоторудно-россыпного узла и Малетойваямского серно-медно-золоторудного узла.

Месторождение Аметистовое (V-3-1) расположено на левобережье р. Ичигинная. Открыто в 1968 г. геологами Северо-Камчатской экспедиции при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000. Месторождение рассматривается как крупный объект серебро-золотого минерального типа серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации. Приурочено к Аметистовой ВТС, выполненной преимущественно кислыми и средними вулканогенными породами – андезитами, дацитами, их туфами и песчаниками и комагматичными им субвулканическими образованиями – андезитами, дацитами, диоритовыми порфиритами велолыкского ВК эоцен-олигоценного возраста, к зоне сочленения разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания. Рудные тела локализованы в пределах субвулканического тела диоритовых порфиритов, в его своде. Широко развиты адуляр-кварцевые, серицит-адуляровые, каолинит-серицит-кварцевые, пирит-хлорит-серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты, жильные образования – кварцевые и кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования. Последние образуют сближенные группы с радиальным и концентрическим расположением. Поля гидротермально измененных пород занимают более 80 % площади месторождения.

Месторождение характеризуется сложным геологическим строением, высокой тектонической и гидротермальной проработкой, разной ориентировкой жил, иногда встречаемым падением рудовмещающих структур. В целом на месторождении выявлено около 38 жил и жильных зон суммарной протяженностью 26 220 м. Из них 15 280 м (58 %) содержат рудные тела с кондиционными запасами и прогнозными ресурсами категории P_1 .

Среди рудовмещающих структур выделено два морфологических типа: рудные жилы и рудные зоны. Рудные жилы представлены интервалами крутопадающих жил с продуктивной минерализацией золото-хлорит-(каолинит)-сульфидно-кварцевый комплекс. Контакты жил четкие, иногда с оперяющими жилами и прожилками. Мощность рудных жил – 0,2–2 м, в раздувах – до 6 м, протяженность – от десятков до 600 м. Рудные зоны локализуются в крупных жильных зонах и представлены несколькими стволовыми жилами, сопровождающимися более мелкими субпараллельными жилами, апофизами. Мощность рудных зон меняется от первых до 10 м, реже 18 м, протяженность – 300–800 м. Средние мощности отдельных рудных тел в них составляют от 0,3 до 7,2 м, протяженность – до 350–600 м, редко 80 м. Рудные тела (ленты, линзы) прослеживаются на глубину от 100 до 300 м, падение рудных тел под углом 60–90°. Достоверно установлен вертикальный размах оруденения по месторождению – 500 м (скв. 571), в отдельных жилах он составляет от 100 до 200 м. В рудах определено около 50 рудных минералов, составляющих 3–5 %. Главными минералами являются электрум, кюстелит и акантит, менее развиты полибазит, пираргирит, агвиларит, самородное золото, серебро. Широко развиты сульфиды железа, свинца, меди и цинка, содержание которых с глубиной увеличивается до 20–30 %. Жильные минералы – кварц, каолинит, хлорит, адуляр, реже гидрослюда, кальцит. Пробность золота варьирует довольно широко – до 875, но в основном она не превышает 700, что

соответствует электруму. Золото на 80 % находится в тонкораспыленных в кварце минералах самородного золота, остальное приходится на сульфиды – пирит и халькопирит. Зерна самородного золота содержат до 1 % ртути (минеральная форма ее не выяснялась).

По данным сотрудников ЦНИГРИ, месторождение имеет ярко выраженный телескопированный характер оруденения [126]. В первую стадию сформированы полиметалльно-сульфидно-кварцевые руды (с содержанием золота до 3 г/т), доля которых с глубиной увеличивается; во вторую – продуктивная на золото (золото-каолинит-хлорит-сульфидно-кварцевая) ассоциация. В меньшей мере вверх по вертикали и в большей степени на флангах золотая минерализация сменяется золото-серебряной, а затем ртутной. По данным восьми технологических проб, промышленно извлекаемыми, на месторождении признаны золото, серебро, селен, цинк, свинец. Разведанные запасы и ресурсы ($C_1 + C_2 + P_1$) по Аметистовому месторождению (т): золото – 132, серебро – 454, селен – 263, цинк – 4778, свинец – 3845 [277].

Месторождение Аметистовое представляет собой совокупность крутопадающих жил, многие из которых имеют выход на дневную поверхность. Условия залегания месторождения позволяют отработать его комбинированным методом. В настоящий момент лицензия на месторождение принадлежит ЗАО «Аметистовое». Генеральным проектом на разработку месторождения предусмотрен комбинированный способ отработки балансовых запасов категорий C_1 и C_2 – часть открытым, нижнюю же часть месторождения эффективнее отработать подземным способом. На данный момент предприятие строит обогатительную фабрику и проводит одновременно добычу открытым способом и доразведку месторождения. По результатам пересчета и утверждения запасов в 2013 г., баланс предприятия, согласно протоколу ГКЗ № 3272 от 02.08.13 г. составил (табл. 4).

Таблица 4

Запасы золота на балансе ЗАО «Аметистовое» по состоянию на 2013 год

Элементы подсчета	Единица измерения	Балансовые запасы			Забалансовые запасы		
		C_1	C_2	$C_1 + C_2$	C_1	C_2	$C_1 + C_2$
Всего по месторождению							
Руда	тыс. т	1957,8	2949	4906,8	72,5	570,3	642,8
Золото	т	24,1	29,4	53,5	277	2,7	3,04
Сред. сод.	г/т	12,3	10,0	10,9	3,8	4,8	4,7
Серебро	т	61,2	120,4	200	1,0	16,6	17,6
Сред. сод.	г/т	31,3	40,9	37,0	14,3	29,1	27,4

Месторождение среднее Сергеевское (I-4-6) было открыто в 1967 г. в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Приурочено к зоне влияния Анадырского глубинного разлома, пространственно и генетически связано с долгоживущим магматическим очагом, который расположен в центральной части ВТС. Вмещающими рудные тела являются андезиты и ба-

зальты окланского ВК, прорванные штокообразным телом диоритов мургальского ПК. Широко развиты пропилизитизированные породы. В пределах месторождения выявлено около 115 кварцевых, адуляр-кварцевых, карбонат-кварцевых жил различной ориентировки, жильных зон (серии мелких сближенных кулисообразно располагающихся кварцевых жил), зон кварцевого прожилкования, сопровождающих основные жилы.

Главный продуктивный тип рудных тел – кварцевые и адуляр-кварцевые жилы. Протяженность их варьирует в очень широких пределах – от первых десятков до 1800 м с преобладанием жил длиной 300–500 м, мощностью 0,1–7,0 м. Для жил характерны раздувы, пережимы. Все жилы крутопадающие. Оруденение в жилах крайне неравномерное и концентрируется на отдельных участках протяженностью от нескольких метров до 112 м, выделяемых в качестве рудных тел. Всего на месторождении выделено 36 рудных тел, локализованных в 16 жилах. При незначительной протяженности по простиранию рудные тела прослеживаются на большую глубину (до 70–800 м) и образуют рудные столбы. Основные запасы золота и серебра сконцентрированы в жиле № 1, которая прослежена на 1800 м при мощности от 0,3 до 6,95 м (средняя 1–1,5 м). По падению вскрыта на 530 м от поверхности. В ней выделено 14 рудных тел столбообразной формы. Содержание золота по рудным телам варьирует от «следов» до 1387,6 г/т, серебра – от 1 до 8924 г/т, с глубиной содержания не меняются. Главные рудные минералы – золото, агиларит, аргентит, пирсеит, нерудные – кварц, адуляр, кальцит. Попутные компоненты – теллур, селен, ртуть. Руды легко обогатимы, горнотехнические и гидрогеологические условия разработки просты [351]. На месторождении проведены предварительная разведка и поиски, с поверхности разведано канавами и траншеями, пять жил – № 1, 42, 84, Ржавая, Аметистовая – подземными горными выработками на 200 м от поверхности – штольнями и до горизонта 370 м единичными скважинами. Остальные жилы по падению оценены единичными скважинами на глубину 100–200 м от поверхности. По состоянию на 1.01.1988 г. по объекту числились прогнозные ресурсы категории Р₁ в количестве (т): золота – 30, серебра – 400, теллура – 3,065, селена – 0,625, ртути – 16,835 [277]. Указанная оценка осталась без изменения, поскольку геологоразведочные работы на месторождении в дальнейшем не проводились.

Проявление Кегали (I-1-20) расположено в верхнем течении р. Кегали, в пределах Кегалинского прогнозируемого серебряно-золоторудного узла. Административно относится к Северо-Эвенскому району Магаданской области. Приурочено к экструзивно-купольной структуре в западной части Кубавемского ВТС, в пределах предполагаемой надынтрузивной зоны гранитов (по геофизическим данным). Вмещающие оруденение вулканиды снежинского и чайвавемского ВК в той или иной степени подвергнуты метасоматическим изменениям (адуляр-кварц-гидрослюдистые), несут многочисленные жилы и жильные зоны кварцевого, адуляр-кварцевого, адуляр-карбонат-кварцевого и карбонат-кварцевого состава, с которыми связано золото-серебряное оруденение. Жильные тела контролируются разрывными нарушениями северо-восточного и субмеридионального простирания, имеют сложную морфологию, невыдержанные линейные параметры, крутое падение, линзовидную форму, зачастую завершающуюся расходящимся веером маломощных жил.

Всего выявлено около 25 золотоносных жил и зон прожилкования протяженностью 400–3500 м при мощности 0,6–8 м с неравномерным распределением золотого оруденения, различных по своей продуктивности. В локальных обогащенных участках содержание золота достигало 1960 г/т и серебра 138349,8 г/т (жила 10, тр-1-2). По результатам опробования практический интерес могут представлять только пять жил и зон, среднее содержание золота – 9–10 г/т и серебра – 260 г/т. Текстуры жил колломорфно-полосчатые, тонкополосчатые, каркасно-пластинчатые, друзовидные и брекчиевые. Жильные минералы представлены мелко-, тонкозернистым, иногда халцедоновидным кварцем, адуляром белого, желтовато-белого цвета, составляющим 1–3% от жильной массы. Рудные минералы в количестве до 3–5% образуют внутри жил гнездовидные и линзовидные обособления протяженностью до 5 см при мощности до 5 мм. Представлены самородным золотом, аргентитом, пираргиритом, полибазитом, науманитом, фрейбергитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, гидроокислами железа и марганца. Рудное золото размером до 0,2–0,5 мм, имеет комковатый кавернозный облик и серебристо-желтый цвет. Пробность золота – 600–850. Оруденение относится к вулканогенному золото-серебряному убого сульфидному типу. Проявление Кегали – типичный эпитермальный золото-серебряный объект, технологические свойства руд которого весьма благоприятны для его обработки.

В пределах прогнозируемого серебро-золоторудного Тылхойского узла, выделенного в составе Холоховчан-Окланского серебряно-золоторудно-россыпного района, сосредоточен ряд перспективных (но с низкой поисковой изученностью) золоторудных объектов (I-2-13, 17, 19, 21, 25; II-2-6, 7, 8, 9). Золото-серебряная минерализация локализуется в кварцевых жилах, жильных зонах, штокверках, зонах адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов и кварцевых брекчий, опробованных бороздовым и штуфным способом по единичным пересечениям, что уже при такой низкой изученности позволило выделить среди них рудные интервалы с высоким содержанием золота. Часть проявлений является источниками россыпей золота.

На площади *проявления Хайоклан* (I-2-17) четырьмя траншеями через 200–550 м вскрыта рудоносная зона протяженностью 1700 м и мощностью 0,2–26 м адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов, кварцевых брекчий и адуляр-кварцевого прожилкования. В центральной ее части в одном сечении выделен рудный интервал мощностью 2 м с содержаниями золота от 2,9 до 37,1 г/т (среднее 14,7 г/т); серебра – от 323 до 3460 г/т (среднее 1448,4 г/т). По другим сечениям в отдельных пробах золото – 0,3–5,3 г/т, серебро – 10–371 г/т. В протолочках проб установлено золото (до 17 знаков) размером от «пылевидного» до 0,01–1 мм. Содержание элементов-спутников Pb, Cu, Zn, Bi составляют тысячные и сотые доли %. Пробность золота – 504–608. Зона сопровождается литогеохимическим ореолом золота размером 0,7×0,5 км. Проявление является источником одноименной россыпи. Прогнозные ресурсы по категории P₂ составили: золото 10 т, серебро 900 т (протокол № 2 ЦНИГРИ от 20.12.2011).

На *проявлении Скалистое* (I-2-19) установлены и опробованы по 1–3 пересечениям 23 кварцевые жилы субмеридионального простирания протяженностью 200–700 м и мощностью 1–5 м. В ходе опробования установлены редкие

значимые содержания золота – до 7 г/т, серебра – до 560 г/т, Pb – до 1 %, Cu – до 1 %, Zn – до 1,65 %. Жилы выполнены кварцем и адуляром, количество рудных минералов незначительно – халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, аргентит, арсенопирит. В протолочках отмечается золото до 50 знаков размером 0,01–0,05 мм. Во вторичных ореолах содержания золота достигают 0,02 г/т, серебра – 2 г/т. Часть выявленных жильных тел является источниками золота промышленной россыпи руч. Кедровый.

Проявление Пологое (I-2-25) размещается в риодацитах, дацитах, туфах, игнимбритах тылхойского ВК. По данным аэрогеофизической съемки, участок приурочен к слабопроявленному на поверхности разлому субмеридионального простирания и располагается в пределах магнитной аномалии, очевидно, обусловленной невоскрытой крупной интрузией основного–среднего состава, верхняя граница которой залегает на глубине порядка 200 м. Установлено 14 кварцевых жил (из них 12 кулисообразных), которые образуют две кварцево-жильные зоны, простирающиеся соответственно на 1400 и 1000 м при ширине 100–120 м. Отдельные жилы прослежены на 200–1250 м. Мощность жил – 0,3–4 м. Распределение золота и серебра в рудных телах неравномерное. Содержание золота – 0,4–12,4 г/т, серебра – до 10–800 г/т, максимум – 1828,7 г/т, As – 0,09 %, Mo – 0,03 %.

Рудные тела проявления Оклан (I-2-13) представлены кварцево-жильной зоной, зоной кварц-карбонатных прожилков и кварцевым штокверком. Кварцево-жильная зона протяженностью 400 м, мощностью 5–15 м состоит из 2–4 кварцевых жил и брекчий мощностью 0,2–0,5 м, сопровождающихся тонкими прожилками вмещающих пород. Содержание золота колеблется в пределах 0,14–23,8 г/т, серебра – 69–148 г/т. В зоне кварц-карбонатных прожилков (20 × 200 м) содержание золота – 0,6–1,2 г/т, серебра – 6,4–18,4 г/т (пробирный анализ штучных проб). В кварцевом штокверке (0,2 × 120 м) содержание золота 0,12–1,01 г/т, в одной бороздовой пробе золото – 9,4 г/т, серебро – 58,6 г/т (на мощность 0,6 м). Элементы-спутники: Pb – до 0,9 %, Zn – 0,1 %, Cu – 0,3 %.

Проявление Камешки (I-2-21) образовано зоной тонкого кварцевого прожилкования в вулканитах тылхойского ВК, прослеженной на 200 м с установленной мощностью 4 м. Вскрыта одной канавой, где ее мощность – 4 м. Содержание золота – от 0,5 до 22 г/т, среднее на полную мощность – 6,1 г/т; серебра – от 22,2 до 763,1 г/т, среднее – 216 г/т.

На площади *проявлений Кварцевый (II-2-9), участка р. Белая (II-2-6, 8), водораздела р. Инмоква (II-2-7)* выявлено более 20 жильных зон, состоящих из кварцевых, кварц-карбонатных жил мощностью 0,5–2,1 м и зон прожилкования протяженностью 50–300 м при ширине 0,5–30 м. Содержания золота по отдельным штучным и точечным пробам достигают 6,3 г/т, серебра – 9,6 г/т, свинца – до 1 %, мышьяка – до 1 %, меди – до 0,2 %, цинка – до 0,3 %. В двух жилах на проявлении Кварцевое протяженностью 200–300 м выделено три рудных интервала, протяженность которых 175, 80 и 65 м. Мощность интервалов соответственно 1, 3 и 1 м; содержания золота по ним составляют 16,7; 1 и 42 г/т; серебра – 21,7; 88,4 и 50 г/т.

В пределах Холоховчан-Окланского серебряно-золоторудно-россыпного района известны проявления Красное (I-2-10), Романиха (I-3-7), уч. Под-

снежный (I-3-13), уч. Тузовка (I-3-16), Водопадный (левобережье р. Звездочка) (I-3-17), Встречное (I-3-25), Хайоклан (I-3-26), Водопадный (I-4-1), Кубавеемское (I-4-8), Пик (I-4-9), р. Безымянная (I-4-11).

Проявления Романиха, Подснежное и Тузовка оцениваются как наиболее перспективные. Расположены в поле развития вулканитов тылхойского, хайокланского ВК, прорванных небольшими штоками диоритов-гранитов кубавеемского ПК, субвулканическими телами тылхойского ВК. Оруденение связано с наложенным прожилковым окварцеванием на адуляр-кварцевые метасоматиты, с кварцевыми жилами. Площадь развития метасоматитов – до 4,5 км², жильно-прожилковых зон и кварцевых штокверков – 0,3–2 км², протяженность жил – 30–950 м, мощность – 0,1–3,0 м. Мощность прожилков – до 2–10 см, насыщенность – от 10 до 60 шт. на 1 пог. м. Рудные минералы – пирит, халькопирит, теннантит, касситерит, золото. Максимальное содержание золота в кварцевом штокверке на проявлении Романиха – 3,4 г/т, серебра – 165 г/т, среднее содержание золота – 0,37 г/т, серебра – 3,68 г/т. В одной из зон прожилкования на уч. Подснежный, прослеженной на 30 м, мощностью 0,4 м, содержание золота – 1,5–3,4 г/т, редко – 10,0–21,5 г/т, серебра – 3–5 г/т, редко до 264,4 г/т. В зоне прожилкования проявления уч. Тузовка протяженностью 350 м при мощности в 1 м содержание золота – до 3 г/т, серебра – 48,7 г/т. По данным спектрального анализа, на проявлениях отмечается повышенное содержание цинка и свинца до 0,15 %, мышьяка – до 0,5 %. Проявления, по видимому, являются коренными источниками промышленных россыпей ручьев Видный, Студенческий, Жильный. Геологические и геофизические данные свидетельствуют об их незначительном эрозионном срезе и вероятности обнаружения на глубине «слепых» рудных тел.

Проявления Водопадный (левобережье р. Звездочка), Встречное, Хайоклан представлены жильными зонами протяженностью 200–450 м, мощностью 50–120 м, состоящими из отдельных кварцевых жил мощностью 0,25–0,30 м, протяженностью 30–100 м. Содержание золота – 0,1–2,9 г/т, серебра – до 104,6 г/т. Жилы не выдержаны по мощности, с частыми пережимами, иногда сопровождаются тонким карбонат-кварцевым прожилкованием.

В пропилитизированных вулканитах окланской свиты (I-4-8, 9, 11) известно более 50 жильных тел, представленных серией кварцевых и адуляр-кварцевых жил, образующих зоны длиной до 7 км, шириной до 1 км, протяженность жил – 150–3000 м, мощность – 0,2–18 м. Жилы характеризуются крутым падением. Рудные минералы – турмалин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, спорадически золото; жильные – кварц, халцедон, адуляр, серицит, флорит. Опробованы канавами. Содержание золота – от следов до 3,3 г/т, серебра – 0,1–36,8 г/т, единично 162,6 г/т (I-4-8).

Проявление Красное (I-2-10) слабо изучено. Рудные тела представлены пятью кварцевыми жилами мощностью 0,2–1 м, протяженностью 200–600 м. Кварц визуально рудной минерализации не содержит. По данным спектрозолотометрического анализа, содержание золота – от 0,1 до 1,8 г/т, серебра – 24,0–27,2 г/т, установлено присутствие сурьмы, мышьяка до 0,5 %, цинка, свинца, молибдена – сотые–тысячные доли %. Литохимическим опробованием выявлен вторичный ореол рассеяния площадью 2 км², с содержанием золота 0,02–0,1 г/т.

Вне Холоховчан-Окланского района расположены проявления Штокверк (I-4-14), Кургучан (I-5-2), Сред. Нибарчен (I-5-6), Скала (I-5-5).

На *проявлении Штокверк* (I-4-14), в эндоконтактной зоне (1,5 × 5 км) гранодиоритов пенжинского ПК выявлены окварцованные, сульфидизированные породы и вторичные кварциты с кварцевыми жилами, зонами дробления и прожилкового окварцевания. Мощность кварцевых жил – 1,7 м, протяженность – до первых десятков метров. Зона дробления, выполненная мелкозернистым кварцем и кварцевыми метасоматитами с неравномерной сульфидной минерализацией, имеет протяженность 1100 м и мощность 10–15 м, отдельные интервалы протяженностью 10–20 м на мощность 1,7 м обогащены до 60 % халькопиритом, галенитом, пиритом. Максимальное содержание золота по зоне (г/т): 11,8, 1,5; 1,0; серебра – 200 и 1000. Отношение золота к серебру от 1 : 10 до 1 : 100. В штокверковой зоне субширотного простирания протяженностью 1000 м при ширине 30–50 м мощность кварцевых прожилков варьирует от 0,5 до нескольких см. В прожилках тонкая вкрапленность халькопирита, арсенопирита, халькозина. Содержание золота в зоне не превышает 0,7 г/т, серебра – 200 г/т.

Оруденение *проявлений Кургучан* (I-5-2), *Скала* (I-5-5), *р. Сред. Нибарчен* (I-5-6) сопоставимо по геологической ситуации с проявлением Штокверк, локализуется в зонах дробления, кварцевых жилах и прожилках на площади до 1,3 км². Штуфным и бороздовым опробованием установлено золото от 0,03–2 до 20 г/т, серебро до 300 г/т, свинец, цинк, медь – 0,02–1 %; молибден – до 1 % и висмут – тысячные доли % (в единичных пробах).

Проявление р. Прав. Кондырева (I-6-9) приурочено к кварцевым жилам, зонам дробления среди каолинизированных, аргиллизированных, брекчированных пород кытыймского ВК. Мощность зон – 0,5–1 м, протяженность – 20–50 м. Мощность жил – 1–2 м, редко до 15–20 м, длина – первые метры, редко 50–100 м. Содержание золота в жилах и прожилках – 0,04–20 г/т; серебра – 8,8, 11,6, 282,9 г/т, меди – до 0,06 %, молибдена – до 0,01 %, цинка – до 0,1 %.

В пределах Ичигинского серебряно-золоторудно-россыпного узла в полях развития вулканитов велолнского ВК расположены проявления Акрополь, Интересное, уч. Бурный, уч. Омега, р. Гилян, Спрут.

Проявление Акрополь (V-3-7) расположено в периферической части Аместивой ВТС (юго-восточная часть). В аргиллизированных андезитах, дацитах, риолитах и их туфах выявлено семь кварцевых жил протяженностью по развалам 50–500 м, мощностью 0,1–0,6 м. Содержание золота в штуфных пробах варьирует от «следов» до 11,8 г/т, серебра от 1 до 35 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P₂ на рудном поле Акрополь составляют (т): золото – 3,6, серебро – 560 [353].

К Гилянской ВТС приурочено два проявления – Интересное (V-3-8) и уч. Гилян (V-3-11). *Проявление Интересное* образовано тремя группами жил в полях вторичных кварцитов и зон окварцевания. Жильные минералы – кварц, каолинит, барит; рудные – пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, золото, гессит. Текстуры руд массивные, брекчиевые, реже каркасно-пластинчатые. Первая группа жил объединяет 19 вертикальных кварцевых жил северо-восточного простирания, вторая – восемь кварцевых жил с мелкой вкрап-

ленностью сульфидов широтного простирания, третья – 12 кварцевых жил с адуляром и мелкой вкрапленностью сульфидов. Протяженность жил – 50–1000 м, мощность – 0,1–9,4 м. Содержание золота в бороздовых и штуфных пробах не превышает 2,2 г/т, единично до 3,9 г/т, серебра – 2–3 г/т, 57 г/т, 76,2 г/т, единично 327,2 г/т. По коэффициенту геохимической зональности вторая и третья группы жил характеризуются надрудным срезом, в связи с чем прогнозируется малое золото-серебряное месторождение с прогнозными ресурсами по категории P_2 : золота 10 т, серебра 100 т [211, 353].

В *жилно-прожилковой зоне уч. Гилян (V-3-11)* протяженность отдельных жил – 80–100 м, мощность – до 0,3 м. Содержание золота в штуфных пробах – 0,6–1,7 г/т, серебра – 6,4–22,3 г/т. Эрозионный срез оценен как подрудный [353, 211].

На *проявлении Омега (V-3-10)* выявлено около 30 кварцевых жил среди метасоматитов, развитых по покровным вулканитам и прорывающим их субвулканическим телам дацитов велолныкского ВК. Жилы вертикальные, мощность их колеблется от 0,1 до 3 м, протяженность – 100–500 м, редко 1500 м, прослежены по развалам. Сложены массивным или тонкополосчатым кварцем с тонкой неравномерной вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита, арсенопирита, аргентита, висмутита, миаргирита, пирротина. Содержание золота колеблется в бороздовых пробах – от 0,2 до 5,6 г/т, серебра – от 2 до 38 г/т, в единичных – до 190 г/т. *Оруденение уч. Бурный (V-3-9)* локализовано в мощной (до 30 м) зоне вторичных кварцитов. Протяженность зоны – 500 м. Содержание золота в штуфных пробах – от 0,2 до 5 г/т, серебра – до 1,92 г/т.

В непосредственной близости от месторождения Аметистовое, на его флангах известны аналогичные по характеру вторичных изменений, морфологии и минеральному составу рудных жил и рудных тел, но слабо изученные проявления (группы жил) – Нежданная, 7-я, Кольцевая, Внешняя (V-3-5, 2, 4, 6). Локализованы в вулканитах и субвулканических андезитах велолныкского ВК. Представлены кварцевыми жилами мощностью 0,5–1 м, протяженностью от 50 до 1100 м. Главными рудными минералами являются электрум, кюстелит и акантит, в меньшей мере пираргирит, полибазит, агвиларит, самородные золото и серебро. Широко развиты галенит, сфалерит и халькопирит, образующие тонкую распыленную и гнездовую вкрапленность. Все проявления относятся к серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации, к вкрапленному акантит-кюстелит-электрумовому минеральному типу. Содержание золота – от 0,3 до 7 г/т, серебра – от 5,6 до 86,4 г/т.

Проявление Спрут (V-4-5) приурочено к северо-западной периферической части Мигитунупской ВТС, к гидротермально измененным субвулканическим дацитам велолныкского ВК. Большая часть площади перекрыта чехлом четвертичных отложений долины р. Тклаваям, размер обнаженной части участка – 600 × 600 м. В поле вторичных кварцитов развито до 10 рудоносных адуляр-кварцевых жил и зон кварцевого прожилкования мощностью 0,1–2,7 м, преимущественно северо-западного простирания. Падение жил крутое, протяженность составляет первые сотни метров. Предполагаемый вертикальный размах оруденения – 200 м. Продуктивными считаются жилы, сложенные колломорфным полосчатым кварцем. Для рудных тел характерно сложное внутреннее строение, изменчивость состава, разнообразие текстурно-

структурных особенностей. Рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью (1–2 %) пирита и минералов группы серебра и золота – прустит, пираргирит, самородное серебро, полибазит, фрейбергит, электрум, кюстелит, блеклыми рудами. Содержания золота колеблются от 1,1 до 44,1 г/т, серебра 383–4849,5 г/т, в отдельных штуфах из развалов рудного кварца установлены содержания серебра до 11 869 г/т. Отношение золота к серебру 1 : 150. Ведущей является акантит-пираргиритовая минеральная ассоциация. Промышленно извлекаемыми являются серебро, золото, сурьма, медь, свинец. Проявление относится к серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации, золото-серебряному минеральному типу. С 2012 по 2014 год на территории участка проводились поисковые работы с целью локализации и оценки прогнозных ресурсов золота и серебра по категории P_2 . По объекту апробированы профилем НИИ прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве: серебра – 892 т, золота 3,9 т (при средних содержаниях полезных компонентов 406,5 г/т и 1,78 г/т соответственно) – ЦНИГРИ, протокол № 13 от 16.10.2014 г. К прогнозируемому Куялваямскому серебряно-золоторудно-россыпному узлу относятся два проявления (V-3-21, 27).

Проявления Вивипильтунуп (V-3-21) и р. Оньмуваям (V-3-27) локализируются в жильных зонах мощностью 250–400 м и протяженностью в несколько сот метров, зонах окварцевания и брекчирования. Мощность кварцевых жил – от 0,1 до 4,9 м, протяженность – до 100 м. Кварц в жилах полосчатый с убогой сульфидной минерализацией. Содержание золота – 0,2–1,2 г/т, серебра – 3,0–163,8 г/т. Благодаря выявленному геохимическому ореолу в пределах проявления Вивипильтунуп с содержанием золота более 0,01 г/т и серебра 1,3 г/т, подсчитанные прогнозные ресурсы по нему по категории P_2 составляют: золото – 10 т, серебра – 2700 т [327].

В южной части листа, в пределах Малетойваям-Ветроваямского серно-медно-золоторудного района известны проявления, связанные с вулканизмом Центрально-Камчатского пояса – уч. Юбилейный, Юго-Западное, р. Гачингальховая, водораздел рек Малетойваям–Гочныальховаям (VI-3-8, 13, 14, 15). Выявленное оруденение рассматривается как объекты серебряно-золоторудной адуляр-кварцевой формации алунит-кварцевого типа («high sulfidation»). Проявления приурочены к миоценовой Малетойваямской ВТС с кальдерой обрушения диаметром до 30 км [287], выполненной эффузивно-пирокластическими и субвулканическими породами ветроваямского ВК. К кольцевым и радиальным разломам внутри вулканог-тектонической структуры тяготеют поля гидротермально измененных пород с четко проявленной вертикальной и латеральной зональностью от центра к периферии: сульфидно-кварцевые породы, монокварциты, каолинит-алунит-кварцевые вторичные кварциты, кварц-гидрослюдистые метасоматиты, пропициты. Оруденение локализовано в монокварцитах и, частично, в окаймляющих их пирит-алунитовых кварцитах. Границы рудных тел устанавливаются только по данным опробования.

На *участке Юбилейный (VI-3-8)* пластовое рудное тело приурочено к вертикальному разлому (Малетойваямский разлом) северо-западного направления. Оруденение неравномерное. Среднее содержание золота – 1,5 г/т. Наиболее высокие содержания золота – 11–14 г/т – приурочены к зонам

дробления и повышенной трещиноватости. Тело прослежено по простиранию на 500 м, на глубине 100–150 м тело выклинивается.

На *участке Юго-Западное (VI-3-13)* в золотоносных монокварцитах выделено два рудных тела, одно из которых является слепым. Кровля рудного тела Пластовое располагается в 25–85 м от поверхности, мощность по падению уменьшается от 36,9 до 16,6 м. Содержание золота неравномерно, максимальное содержание – 6,8 г/т при среднем 1,04 г/т. Рудное тело Верхнее локализуется в выходящей на поверхность пластовой залежи окисленных золотоносных монокварцитов, мощностью 6,3–53,6 м, приуроченной к висячему боку монокварцитовой зоны. Установленный вертикальный размах оруденения – 125 м, предполагаемый – 250 м. Содержания золота довольно выдержанные, при среднем содержании 1,31 г/т, в единичном случае достигают 26,16 г/т. Рудовмещающие вторичные кварциты также обладают повышенной золотоносностью с уровнем концентраций 0,2–0,3 г/т.

Вещественный состав и технологические свойства руд описанных проявлений в настоящее время недостаточно изучены. По количеству пирита предварительно выделены два природных типа руд – золотой и золото-энаргит-пиритовый. Первый тип руд распространен повсеместно, второй характерен исключительно для Юбилейного проявления. Основным минералом для золотого типа является кварц, в меньшей степени – алунит и каолинит, рудными – пирит, лимонит, энаргит. Количество рудных минералов составляет от долей до 1–2 %, иногда до 5–10 % от объема породы. Текстуры руд – сливная, пористая, брекчиевая. Для золото-энаргит-пиритового типа текстура руд – массивная, полосчатая, пористая, прожилково-вкрапленная. Количество пирита варьирует от 10 до 80 %, энаргита достигает 5 %. Руды окисленные. Зона окисления развита повсеместно на Юго-Западном и локально – на Юбилейном участках. Глубина развития зоны окисления составляет 47–132 м. Основным минералом зоны окисления является лимонит. Попутными полезными компонентами являются серебро и медь.

Подсчитанные ресурсы золота по категории P_2 на проявлении Юго-Западное составляют 32 т (ЦНИГРИ, протокол № 2 от 20.12.2011 г.)

По результатам буровых работ, проведенных в 2008–2011 гг., подсчитаны прогнозные ресурсы золота по категории P_1 на проявлениях Юго-Западное (Пластовое, Верхнее) и Юбилейное [263]. Глубина оценки была ограничена 150–200 м с учетом предполагаемого размаха оруденения (табл. 5).

На участке Юбилейный оценены ресурсы попутных компонентов – серебра и меди. Прогнозные ресурсы меди по категории P_1 составили (т): 2596 т при среднем содержании 0,19 % в 1 366 632 т руды, по категории P_2 : серебра – 107,7 т при среднем содержании 4,79 г/т, меди – 13 666 т при среднем содержании 0,19 % [263].

Проявление Гачингальховаям (VI-3-14) выявлено в 2007 г. в ходе площадных литогеохимических работ [221]. Приурочено к зоне метасоматитов (монокварциты, алунитовые кварциты, пропилиты), развитых по вулканогенным образованиям ветроваямского ВК. Представлено жильным и крупнообъемным типами. Развалы жильного кварца с энаргитовой минерализацией (серия штучных проб с содержанием золота 1,2–143,9 г/т) обнаружены среди делювиально-солифлюкционных наносов на площади (25 × 5 м). Руды, отнесенные

к крупнообъемному типу, обнаружены в скальных выходах монокварцитов на площади (400 × 100 м). Характеризуются содержаниями золота 0,1–4,1 г/т. Проявление выражено в геохимических полях аномалией золота $\geq 0,1$ г/т. Заверочными скважинами вскрыта сложнопостроенная зона чередующихся монокварцитов и алунитовых кварцитов. Повышенные содержания золота (0,2–0,68 г/т) приурочены к крутопадающей монокварцевой залежи мощностью 40 м и вскрытому 6,5-метровому интервалу вторичных кварцитов с жильным кварцем, где содержания золота – 0,19–2,52 г/т (в среднем 0,93 г/т), меди – до 0,2 %. Ресурсная оценка на 1.01.2010 г. составила по категории P_2 (т): золота 26, серебра 83, меди 5500 (ЦНИГРИ, протокол № 2 от 20.12.2011 г.).

Таблица 5

Ресурсы категории P_1 рудных тел

Проявление	Бортовое содержание Au, г/т	Ресурсы руды, т	Среднее содержание, г/т		Ресурсы, т	
			Золото	Серебро	Золото	Серебро
Юбилейное	0,3	4 270 725	1,51	4,79	6,4	20,5
	0,5	1 940 000	2,43	5,7	4,7	11,1
Пластовое	0,3	8 150 000	0,8	3,75	6,5	30,6
	0,5	4 500 000	1,05	3,39	4,7	15,3
Верхнее	0,3	26 460 000	1,31	15,44	34,7	409,3
	0,5	13 200 000	1,62	20,27	21,4	267,6
Всего по площади	0,3	38 880 725	1,22	11,84	47,60	460,4
	0,5	19 640 000	1,57	14,97	30,80	294,0

К алунит-кварцевому типу отнесено и проявление *Лататыргиньям* (VI-4-4), приуроченное к Чеингской ВТС и связанное с линейной зоной монокварцитов – алунитовых кварцитов длиной 1200 м, шириной 150 м. В руде в виде вкрапленности, пленок, линз и жилков отмечены пирит, пироморфит, миметезит, плюмбозит. Проявление сопровождается комплексным вторичным литогеохимическим ореолом золота, свинца, сурьмы, мышьяка, меди (золота от 0,1 до 7,7 г/т, свинца – 0,15–1 %, сурьмы и мышьяка – до 0,3 %, меди – до 0,07 %). Химическим анализом штуфных и бороздовых проб в кварцитах определено золото 0,2–1,6 г/т, свинец – 0,038–0,44 %.

В Пылгинской прогнозируемой серебряно-золоторудной зоне на юге листа сосредоточен ряд проявлений пространственно и генетически связанных с гранодиорит-порфирами, плагиогранит-порфирами майваямского ПК, рудоконтролирующими являются сдвиги северо-западного простирания (VI-6-14, 17, 31, 34).

Проявление оз. Нгавычгытгын (VI-6-14) представлено кварцевыми жилами и зонами кварцевого прожилкования мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью всей зоны до 1000 м. В зоне кварцевого прожилкования с пиритом, галенитом, сфалеритом, малахитом – повышенные содержания золота до 3,7 г/т, серебра до 9,2 г/т, свинца до 0,3 %, цинка до 0,5 %, меди до 0,5 %.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют (т): золота – 1,9; серебра 4,6 [80].

Проявление Клад (Манаханя) (VI-6-17) образовано тремя жилами северо-восточного простирания с прослеженной протяженностью 50 м, мощностью от 0,05 до 1,9 м, предполагаемая протяженность наиболее продуктивной жилы – до 750 м. Кварц в жилах массивный, участками брекчиевой текстуры. Рудные минералы в виде тонкорассеянной и гнездовой вкрапленности представлены галенитом, сфалеритом, пиритом и малахитом. Пробирным анализом в штуфных пробах установлены: золото – 0,15–286,8 г/т, серебро 2–112,4 г/т, спектральным анализом выявлены свинец, медь и цинк – более 1 %, кадмий – более 0,1 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 на глубину 200 м составляют: золота – 1,4 т, серебра – 1,4 т, свинца 14 тыс. т, цинка – 21,5 тыс. т, кадмия – 0,33 тыс. т [80].

Проявления Лагуна Средняя (VI-6-31, 34) приурочены к мощной зоне окварцевания около 400 м и протяженностью до 1 км. Золоторудная минерализация локализована в маломощных кварцевых прожилках, зонах дробления и пиритизации мощностью от первых см до до 5 м, протяженностью от 10 до первых сотен метров. В штуфных пробах содержание золота колеблется – 0,18–4,25 г/т, сурьмы – 0,04–0,3 %, мышьяка, висмута и молибдена – более 0,3 %.

Проявления Пропилит (VI-6-20) и бух. Сомнения (VI-6-22), находящиеся в пределах рудного поля месторождения ртuti Олюторское, представляют собой метасоматические залежи адуляр-серицит-кварцевого состава мощностью от 5 до 100 м, протяженностью более 550 м, сложной конфигурации, локализующиеся в местах пересечений разломов различных направлений в породах говенской и алугинской свит. В породах отмечается вкрапленность сульфидов – пирита, галенита, сфалерита, халькопирита. Максимальные содержания (пробирный анализ) золота – до 5 г/т, серебра – до 17 г/т. Постоянно присутствуют (%): ртуть – 0,001–0,002, сурьма – 0,03, титан – более 1, кадмий, галлий, иттрий – до 0,009.

К золоторудной кварцевой формации (включая золото-сульфидно-кварцевую) условно отнесены проявления и пункты минерализации золота, приуроченные к сульфидно-кварцевым и кварцевым жилам и прожилкам (сульфиды неравномерно распределены в жильном кварце, составляя в отдельных штуфах до 30 % их объема). Эти объекты часто образуют группы, пространственно и, по-видимому, генетически связанные с оруденением других видов металлических ископаемых (медным, полиметаллическим, оловянным и др.). На территории листа имеют ограниченное распространение.

Проявления Ягельное, рек Хиузная, Ус (I-5-16, 17, 19) приурочены к зонам эндоконтакта габброидов, гранодиоритов мургальского ПК с вулканитами усовского ВК. Золоторудная минерализация локализуется в кварцевых жилах, реже кварц-карбонатных мощностью 0,6–0,8 м, протяженностью до 150 м, субширотных минерализованных зонах, центральные части которых сложены дробленным брекчированным кварцевым и кварц-карбонатным материалом с обломками аргиллизитов, сцементированных каолинитовой массой. Повсеместно развита вкрапленность сульфидов. На площади проявления Ягельное вскрыто семь зон протяженностью от 200–400 м до 1 км, мощно-

стью – 1–3 м. Спектральным анализом из кварц-пиритовых прожилков на площади 120 × 220 м установлены содержания золота от 4 до 100 г/т, серебра в концентрации – до 1 % (3 пробы), висмута – до 1 %. Во вмещающих пропи-литизированных отложениях усовской свиты установлены (%): цинк – 0,2–1; медь – до 0,2, мышьяк – до 0,3, сурьма – до 0,1, свинец – до 0,01. Содержание золота в проявлениях рек Хиузная, Ус – от «следов» до 10 г/т, серебра – до 19,5 г/т, цинка – до 1 %, молибдена – до 0,008 %.

Группа проявлений Булу, Бар, Морось, водораздел рек Ушканья-1 и Ушканья-2, Горный (П-5-2, 3, 4, 7, 8) расположена в пределах Хиузно-Ушканьинского серебряно-золоторудно-россыпного района. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, брекчирования, прожилкования, кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Мощность зон – от 0,5 до 60–100 м, протяженность – от 50–60 м до 2,6 км, мощность кварцевых и кварц-карбонатных жил – 0,5–1 м, длина – до 650 м. Рудные минералы образуют неравномерно рассеянную вкрапленность: пирит, сфалерит, галенит, марказит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, пираргирит, в небольших количествах присутствует самородное серебро и золото. По результатам пробирного анализа, в проявлении П-5-2 содержание золота достигает 0,85–2,7 г/т, серебра – 35,8–80,5 г/т, цинка – 2,3–3,98 %, свинца – 0,87 %, мышьяка – до 1 %, сурьмы – 0,3 %. Содержание золота в проявлениях П-5-3, 4, 7, 8 – от «следов» – до 10,3 г/т, серебра – до 10,1 г/т (до 180 г/т на длину пробы 1 м в проявлении П-5-8), цинка – 0,11 %, меди – 0,07 %.

Вышеописанная группа проявлений является источником формирования россыпей Хиузно-Ушканьинского серебряно-золоторудно-россыпного района.

Проявления уч. Попутный (П-3-6, 7, 8, 9). Площадь участка около 40 км², сложена туфами, андезитами ильваваамской свиты, прорванными интрузиями гранодиоритов пенжинского ПК. Интенсивно проявлена разрывная тектоника, сопутствующая Юлговаямскому глубинному разлому, что обусловило блоковое строение участка, выявлены зоны пиритизации площадью 0,1–0,3 км², 22 кварцевые жилы, четыре зоны кварцевого прожилкования, 16 минерализованных зон дробления, в 20 точках – развалы кварцевых жил. Мощность жил – от 0,2 до 5,4 м, в единичных случаях – до 15,5 м, протяженность – 30–130 м. Контакты жил обычно четкие, реже в зальбандах переходят в зоны прожилкования (2,5–7,0 м). Минерализованные зоны мощностью 0,8–12 м при протяженности 60–300 м сложены перетертым до глины материалом с дресвой и щебнем вмещающих пород. Содержание золота в жилах и зонах – 0,05–3,2 г/т, серебра – 0,93–164,19 г/т; свинца – 0,1–0,8 %, цинка – 0,11–1,26 %, меди – 0,1–0,94 %, молибдена – до 0,03 %. В зонах пиритизации содержание серебра – 15,79 г/т, золота – 0,005 г/т, свинца и цинка – до 1 %.

В рудных телах *проявления Мингаузин (П-3-3)*, представленных кварцевыми жилами, зонами прожилкования, брекчирования содержание золота варьирует от 0,15–64,2 г/т, серебра – 0,5–434,2 г/т (пробирный анализ штуфных и бороздовых проб). Перспектив выявления рудных тел на флангах участка нет. Прогнозные ресурсы категорий Р₁ – 700 кг [218].

Проявление верховьев руч. Кичаваям (Ш-5-19) образовано кварц-карбонат-сульфидной залежью субмеридионального простирания, субсогласной с

алевролитами харитонинской свиты. Мощность ее варьирует от 0,1 до 1,15 м, средняя составляет 0,31 м, прослежена канавами и траншеями на 200 м. За- лежь состоит из сплошной сульфидной руды и только иногда в лежачем боку появляются кварц-карбонатные линзы, местами имеет брекчиевое строение. Содержание золота – 0,4–28,7 г/т, серебра – 4,6–40,6 г/т, меди – 0,07–1,24 %, цинка – 0,04–6,45 %, мышьяка – до 1,0 %, свинца – 0,2 %. Предполагается глубокий эрозионный срез проявления. Наличие практически неокатанного золота в маломощном аллювии небольших распадков в районе проявления свидетельствует о том, что оно является коренным источником сноса в россыпи р. Кичаваям.

Проявление левобережья р. Кечичма (Ш-1-20) локализовано в черных сланцевых алевролитах куовиханьявской толщи карбона в зоне разломов северо-восточного простирания. Повышенные содержания золота связаны с кварцевой жилой, сложенной лимонитизированным, выщелоченным, иногда друзовидным кварцем. Мощность жилы по развалам – около 0,5 м, протя- женность – не менее 100 м. Рудная минерализация (2–3 %) представлена мел- кой вкрапленностью пирита, халькопирита, рутила, блеклых руд и золота. Содержания золота по штуфам – 3,4 и 0,6 г/т, серебра – 23,8 и 28,8 г/т. Про- гнозные ресурсы по категории P_2 по жиле составляют: золота 60 кг, серебра 900 кг [219]. Проявление, по-видимому, может служить источником россыпи руч. Малютка.

Проявление Рудное поле Амто (IV-1-13) приурочено к туфам, туфопесча- никам мялекасынкой свиты, прорванных интрузией кварцевых диоритов восточно-тайгоносского ПК. Структура рудного поля определяется пересече- нием разрывов северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее важную роль играют разломы северо-восточного простирания, с которыми связано восемь рудных тел – кварцевых жил и кварцсодержащих жильных зон, в большинстве своем образующих элювиально-делювиальные развалы. Вмещающие породы ороговикованы, окварцованы, сульфидизированы. Руд- ные минералы (пирит, халькопирит, магнетит и др.) составляют до 10 % и образуют рассеянную вкрапленность.

Наиболее изучена рудная зона Вишенка, расположенная в истоках руч. Туфовый. Протяженность ее – 830 м, мощность – до 10 м (средняя – 7,6 м). Контакты зоны с вмещающими туфами сопровождаются альбит-кварцевым прожилкованием, в котором геохимическим опробованием установлено со- держание золота 10,8 г/т. Зона вскрыта канавами, выделено два наиболее обогащенных участка. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 составя- ют 2,7 т [220]. Зона Золотая мощностью до 12,6 м (средняя – 7 м) прослежи- вается на 730 м. Содержания золота варьируют от 0,355 до 2,8 г/т, серебра – до 5 г/т. Жильная зона Потап и жилы Светик, Клин, Пиритовая, Эпидотовая, Дюк прослежены по элювиально-делювиальным высыпкам обохренного дробленого кварца, иногда содержащего обломки вмещающих кварц- каолиновых метасоматитов с убогой сульфидной вкрапленностью на рас- стоянии до 1150 м (150–660 м), при ширине зон 1,1–1,8 м и 2,3–3,9 м. Макси- мальное содержание золота по единичным пересечениям достигает 4,4 г/т, серебра – 13,2 г/т. Во вмещающих кварц-каолиновых метасоматитах мак- симальное содержание золота – до 0,445 г/т. Отмечается присутствие повы-

шенных содержаний (%): мышьяка – 0,7, марганца – 0,5, цинка – 0,1, меди – 0,05. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 по всему рудному полю Амто составляют 5,4 т [213].

Проявления ручьев Живой и Крайний (IV-6-6, V-3-32) приурочены к зонам брекчирования шириной до 600 м и кварцевым жилам протяженностью 200–250 м, мощностью 0,2 м. Содержание золота в брекчиях 5–10 г/т, олова – до 0,05 %; свинца – 0,01 %, цинка – 0,02 %, меди – 0,01 %. Содержание золота в штуфах из жил – 0,2–1,2 г/т, серебра – до 50 г/т. В части проб присутствуют медь – до 0,5 %, селен – до 5 г/т, мышьяк – до 1 %.

Ряд проявлений установлен в пределах Говенско-Алугинской серебряно-золото-ртутной рудоносной зоны в южной части листа (V-6-17, 22, 23; VI-6-13, 23, 25, 26).

Проявления рек Пылговаям, Емьет, Пылгинское (V-6-17, 22, 23) приурочены к экзоконтакту интрузии габброидов пылгинского ПК с вулканитами говенского ВК в зоне влияния Потатского глубинного разлома северо-восточного простирания. Золото-сульфидная минерализация локализуется в пирит-эпидот-кварцевых пропилитах шириной до нескольких десятков метров и протяженностью на сотни метров, сульфидно-кварц-баритовых, кальцитовых жилах мощностью до 0,25 м, протяженностью первые десятки метров, пиритизированных телах метасоматитов шириной 10–40 м, протяженностью до 400 м. Содержание золота – 0,06–20 г/т, серебра – 1–80 г/т, свинца и бария – до 1 %, меди – 0,03–1 %, цинка – до 0,3 %.

Рудное поле Находка (VI-6-23, 25, 26), проявление Росомаха (VI-6-13) представлены многочисленными рудными телами (жилами, зонами) с полиметаллическим оруденением, в которых неизменным спутником является золото. Проявление на правом склоне руч. Находка (VI-6-26) наиболее перспективно и связано с кварцевой жилой мощностью 0,4–1,7 м, протяженностью 280 м. Содержание золота в жиле колеблется от следов до 21,6 г/т, серебра – 1,2–30,98 г/т, свинца – до 24,87 %, цинка – 2,45 %, меди – 1,19 %. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ при размахе оруденения до 400 м составляют: золота 0,4 т, серебра 1,5 т, свинца 3,9 тыс. т, цинка 0,7 тыс. т, меди 0,4 тыс. т [80]. В проявлениях VI-6-23, 25 содержание золота – 0,2–2,5 г/т, серебра – 0,4–17,0 г/т, свинца – до 0,1 %; в кварцевых жилах проявления Росомаха (VI-6-13) содержание золота – от следов до 14,7 г/т, серебра – 0,1–39,5 г/т, свинца – 0,005–7,23 %, цинка – 0,07–1,55 %, меди – до 0,27 %.

В зоне серпентинитового меланжа среди серпентинизированных, катаклазированных перидотитов куюльского ПК известно *проявление бух. Горных Кузнецов (IV-2-4)*. Оруденение локализуется в зонах лиственитов кварц-карбонатного состава протяженностью 600–1500 м, шириной от 5 до 150 м. Зоны лиственитов неоднородны по своему составу, участки слабо лиственитизированных пород сменяются участками сульфидизированных кварцевожильных пород, где отмечаются повышенные содержания золота – до 2,4 г/т, серебра – до 100 г/т, меди – до 0,24 %, сурьмы – 0,1 %, мышьяка – 0,5 %, ртути – 0,5 %. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 в целом по участку оцениваются в 1,5 т [220].

Золоторудная минерализация *проявления уч. Мелкий (IV-4-10)* предположительно связана с полем родингитов (хлорит-диопсид-гранатовые, тремоли-

титовые и другие разности), развитым в зоне тектонических нарушений северо-восточного простирания в серпентинизированных гипербазитах Куюльского массива в результате воздействия на серпентиниты углекислокальциевых растворов [309]. Площадь распространения родингитов – 1,5 км². Рудные минералы – пирит, халькопирит, из нерудных минералов золото ассоциирует с диопсидом, хлоритом, карбонатом, актинолитом. Содержания золота – 0,96–98,6 г/т, серебра 0,3–67,8 г/т, максимальные содержания золота установлены в родингитах.

В пределах Валижгенского золото-платиноворудно-россыпного узла на п-ове Валижген отмечен ряд ПМ (Ш-3-5, 10, 11, 12, 22), приуроченных к конгломератам маметчинской и тылакрьельской свит и к зонам сульфидизации в породах кингивеевской свиты. Содержание золота довольно низкое – от следов до первых г/т, редко 9 г/т. Однозначной оценки, что данные пункты минерализации являются источниками россыпей, расположенных на этой площади, не имеется.

Для преобладающего большинства ПМ (I-1-5; I-2-9; I-3-14, 19, 20, 21; I-4-17, 21; I-6-5, 13; II-1-32, 34; III-1-6, 21; III-2-7, III-5-14; III-6-10, 11; IV-3-27; V-4-27, 35; VI-3-29; VI-4-4, 21; VI-5-7, 11) характерны низкие содержания золота (0,01–3 г/т) и серебра (1,3–30 г/т, редко 100 г/т). В отдельных проявлениях (II-1-35, II-4-3; III-1-20; VI-5-15, VI-6-5) содержания золота достигают 1,5–10 г/т, серебра – 2–200 г/т.

Россыпное золото на площади листа представлено пятью средними, 42 малыми месторождениями и 11 россыпепроявлениями. Россыпи аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом, в большинстве своем располагаются в верхнеплейстоценовых–голоценовых отложениях. Главными коренными источниками россыпей являются проявления и пункты минерализации золоторудной кварцевой формации, гораздо реже серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации. Наиболее богаты россыпями Понтонейская золотая россыпеносная зона, Хиузно-Ушканьинский и Холоховчан-Окланский серебряно-золоторудно-россыпные районы. В настоящее время часть россыпей отработана, данные о добыче золота по большинству россыпей отсутствуют. Перспективы россыпной добычи связываются с изучением и разработкой россыпей, стоящих в резерве, и россыпепроявлений, требующих изучения.

К Понтонейскому блоку Таловско-Майнского поднятия приурочена наиболее богатая россыпями Понтонейская золотороссыпеносная зона. Здесь известно порядка 19 россыпей с общими запасами золота около 5 т. В плане россыпи имеют лентовидные, линзообразные формы, в большинстве своем русловые и пойменные, реже террасовые. Средняя крупность золота – 0,5–2 мм, металл ярко-желтого цвета, чешуйчатой, пластинчатой, комковидной формы, окатанность золота разная – от плохой до хорошей, реже средняя. Продуктивные пласты обычно приурочены к нижней части разреза рыхлых отложений. Распределение золота струйчатое, узкоструйчатое. Пробность золота – 733-911. Отмечается проникновение золота в промышленных концентрациях в коренной плотик на глубину 1,6 м (руч. Одуван). Коренными источниками золота являются проявления и ПМ золоторудной кварцевой формации и зоны гидротермально измененных пород. Россыпи руч. Лесной и

Крест (Ш-6-2, 4) уже отработаны, россыпи бассейна р. Горелая (Ш-6-3, 5, 8) частично отработаны.

Россыпное месторождение среднее р. Горелая (Ш-6-3) образует пять разобщенных промышленных контуров длиной 2300–3300 м, шириной от 25–36 до 500 м. В плане россыпь лентовидная, приурочена к руслу, пойме и террасам. Мощность песков варьирует от 0,4 до 2,6 м в пойменных и до 0,8 м в террасовых россыпях; мощности торфов изменяются от 0,4 до 7,2 м в пойменных и от 1,2 до 5,2 м (3,5 м) в террасовых. Продуктивные пласты приплотиковые либо приурочены к нижней части разреза аллювиальных отложений, представленных галечно-гравийным материалом с песчано-суглинистым заполнителем. Среднее содержание золота – 2,16 г/м³, средняя крупность – 1,5 мм. Россыпь частично отработана, нуждается в доразведке. Балансовые запасы на 1.01.2014 г. составляют 19,9 кг.

Параметры остальных россыпей в Понтонейской зоне приведены в табл. 6.

Таблица 6

Основные параметры промышленных россыпей золота в Понтонейской зоне

Наименование водотока	Индекс и номер на карте	Длина россыпи, м	Ширина россыпи, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, г/м ³	Запасы, категории С ₁ , кг
Река Прав. Горелая	Ш-6-5	1140	20–240	5,6	1,0	7,1	141,1
Руч. Гривна	Ш-6-8	1223	35	2,8	0,9	2,49	9
Река Вилка	Ш-5-5	430	53		1,3	3,57	43
Руч. Веза	Ш-5-1	850	19	9,4	1,4	3,92	365,61
Руч. Одуван	Ш-5-2	900	32		0,9	2,15	20
Руч. Крутой	Ш-5-12	2000	35–105	5,6	1,05	0,81	318
Левая терраса р. Аковская	Ш-6-7	500	300	3,4	0,8	0,712	74
Правая терраса р. Аковская	Ш-6-6	500	32	2,8	0,8	2,1	48
Руч. Мир	Ш-6-9	500	30	4	0,7	2,18	24
Руч. Колос	Ш-5-6	1200	21	2,29	4,7	2,263	43
Река Островковая	Ш-5-4	760	77	8,7	0,8	3,18	70
Река Дымная	Ш-6-13	2685	64–98	3,05	0,8	1,3	197
Руч. Первый	Ш-5-13	2056	20	3,6	0,6	1,25	30
Руч. Малый	Ш-5-10	720	20		0,7	1,75	12
Река Кичаваям	Ш-5-17	3840	35	2,9	0,7	1,26	60,47
Река Ветвистая	Ш-6-12	2200	50	3,5	0,4	1,140	57
Река Лев. Ветвистый	Ш-6-14	1770	52	2,8	0,7	1,865	107

В долинах р. Вейхаваям и руч. Безымянный, по р. Харитоня (Ш-4-8, 10, 13) прослеживаются знаково-непромышленные контуры на расстояние до 3,4 км при ширине до 80 м. Золотоносные пласты приурочены к базальным слоям аллювия и верхней трещиноватой части коренных пород, мощность торфов –

0,8–5 м, золотоносных пластов – до 1,4 м. Среднее содержание золота на пласт – 0,2–0,51 г/м³. При постановке разведочных работ прогнозируются россыпи с запасами в первые десятки килограммов.

С аллювиальными и пойменными отложениями Хиузно-Ушканьинского серебряно-золоторудно-россыпного района связано восемь месторождений. Наиболее крупными по запасам являются средняя россыпь Горный (II-5-11) и малая россыпь Ушканья-2 (II-5-5). Россыпи р. Прав. Кондырева и руч. Морось (I-6-7, II-5-6) отработаны. Россыпи Ушканья-2 и Ушканья-1, руч. Горный (II-5-5, 10, 11) частично отработаны. В основном все россыпи представлены одним пластом, который выделяется по результатам опробования. Золото мелкое (до 2 мм), степень окатанности золотин различна – от совершенной до плохой. Пробность – 846–910. Среднее содержание золота в россыпях меняется от 0,79 до 2,55 г/м³.

Россыпь р. Ушканья-2 (II-5-5) относится к ленточному типу, состоит из одного пласта, залегающего в нижней части современного и позднечетвертичного аллювия, слагающего террасы 1–3 уровней. Иногда промышленные содержания золота фиксируются в трещиноватых породах плотика до глубины 1–1,2 м. В верховьях россыпь представлена одной струей шириной 55–85 м с пережимами. Вторая, нижняя половина россыпи, распадается на две струи шириной до 200 м. Протяженность россыпи – 9 км, мощность золотоносного пласта – от 0,2 до 2 м, среднее содержание – 0,59 г/м³. По состоянию на 2004 г. из россыпи добыто 748 кг золота.

Россыпь руч. Хемачанский (I-6-8) забалансовая, среднее содержание золота – 1 г/м³. Форма пластовая, протяженность – 460 м. Золото размером до 0,8 мм, пробность – 890. Золотоносные пласты в россыпях Ясный и Прав. Синовий (I-6-12, 14) находятся в подвешенном состоянии или в приплотиковой части. Пробность золота – 846–910, крупность – до 1,74 мм, форма золотин комковатая, пластинчатая, чешуйчатая.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе известны золотоносные россыпи, ассоциирующие с проявлениями серебряно-золоторудной кварцадулярной формации. Это малые россыпи Холоховчан-Окланского серебряно-золоторудно-россыпного района: Видный (I-3-8), Студенческий (I-3-9), Жильный (I-3-15), Хайоклан (I-2-20), Кедровый (I-2-22), россыпепроявления р. Тузовка (I-3-18), р. Белая (II-2-5). В бассейне р. Романиха, по ее правому и левому притокам россыпи Видный и Студенческий частично отработаны. Они представляют собой сложное сочетание террасовой и долинной. Мощность торфов – до 2,8 м, мощность песков – 1,7–2,8 м, мощность золотоносных пластов – около 0,8–0,85 м. Протяженность россыпей – 4,4 км (Видный) и ≈2 км (Студенческий), распределение металла по длине и ширине носит струйчатый характер. Месторождения локализируются в приплотиковой части, форма лентовидная, пластовая (руч. Видный). Золотоносные пласты литологически не выделяются и оконтурены по результатам опробования. Среднее содержание золота в россыпях составляет 0,31–0,58 г/м³. Золото мелкое и очень мелкое, цвет желтоватый с красноватым оттенком. Пробность золота – 625.

Промышленные концентрации золота россыпей Хайоклан и Кедровый связаны с современными аллювиальными отложениями мощностью до 13 м,

представлены пластами средней мощностью до 1,2 м, локализующимися в приплотиковой части. Золото неравномерно распределено от знаковых содер­жаний вверх разреза до весовых в приплотиковой части. Среднее содер­жание золота – 1,01 г/м³. Пробность золота – 645. Россыпепроявления по ре­кам Тузовка и Белая (I-3-18 и II-2-5) небольшой протяженности, шириной 30–40 м, приурочены к русловой и пойменной частям аллювия, отмечается большая мощность рыхлых отложений (более 20 м). Золото в количестве единичных знаков размером 0,1–0,5 мм встречается по всему разрезу рыхлых образований поймы, редко – террас.

Малые россыпные месторождения золота западной части Тайгоносско-Осиновской зоны, Елистратовского руднороссыпного узла (III-1-16, 18, 22, 25, 26, 27, 28; IV-1-9, 5, 12, 14) связаны с золото-сульфидным оруденением. Отработаны россыпи по руч. Малютка (III-1-25), руч. Туфовый (IV-1-16). Разрабатываемая на данный момент россыпь р. Кайдытен (IV-1-14) пойменная лентообразная сплошная, протяженностью до 2200 м, мощность пласта – 0,9 м, мощность торфов – 1,2 м. Среднее содержание золота – 0,446 г/м³. В результате производимых работ прирост за 2013 г. по балансовым запасам – 22,8 кг, забалансовым – 5 кг.

Россыпь руч. Перспективный (III-1-22) – позднеплейстоценовая, расположена под современным руслом. Частично разрабатывалась в 1998–1999 гг., добыто 34 кг. Россыпь пойменная лентовидно-прерывистая из-за некондиционности содержания золота по отдельным разведочным линиям. Длина – 6380 м, ширина – 40 м, мощность пласта – 1 м, среднее содержание золота – 1,42 г/м³, размер золотин – 1–3 мм, форма комковатая. Пробность золота – 867.

Россыпи ручьев Средний, Равнинный, р. Кечичма (III-1-16, 18, 26, 27, 28) относятся к разведанным резервным. Пойменные, мощность золотоносных пластов – 0,6–0,7 м, литологически не выделяются. Золото мелкое – до 0,5 мм, неокатанной, комковатой формы, пробность – 850, среднее содержание – 0,95–1,59 г/м³.

По руч. Меридиан Делевый (IV-1-5,9) в пляжевых песках Мелководнинской впадины (IV-1-12) знаково-непромышленные контуры прослеживаются до 12,5 км. Золото мелкое, пробность – 834–850. В проявлении IV-1-12 сопутствующие компоненты – осмистый иридий, ильменит, хромит, магнетит, кинноварь. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ составляют соответственно 13; 88 и 10 кг [220].

К Валижгенскому блоку Таловско-Майнского поднятия приурочены малые россыпи ручьев Смятый, Гриф, Золотой (Ясный), Нежданный (III-3-13, 14, 30, 20), связанные с позднеплейстоцен-голоценовыми отложениями. Россыпи руч. Нежданный и Смятый частично разрабатывались. Россыпи до­линные, террасовые или комбинированные ленточного типа, длина их – от 1180 до 1800 м. Мощность золотоносных пластов – 0,8–1,3 м, торфов – 1,2–1,7 м. Золото обычно представлено пластинками, комковидными зернами, чешуйками. Окатанность – от средней до хорошей. Преобладающий размер золотин – до 2 мм, встречаются самородки весом 100–524,3 мг (руч. Нежданный), проба золота – 854–912. По ручьям Ясный, Нежданный, Смятый в рос-

сыпях отмечается присутствие платиноидов в единично-знаковом количестве, размером 0,2–0,5 мм.

В Пусторецком прогнозируемом платиново-золотороссыпном районе широко развиты шлиховые ореолы золота, содержащие в основном единичные зерна золота, иногда с платиной и киноварью (V-2-4, 6, 7; VI-2-1, 2; VI-1-9, 18). В Пусторецком шлиховом ореоле (VI-1-9) площадью до 400 км² содержания золота варьируют от единичных знаков до 5,2 г/м³, причем весовые значения отмечаются в косовых отложениях рек Пахиткуваям и Пустая. Размер зерен золота – 0,15–0,25 мм, источником сноса предполагаются морские и континентальные конгломераты различных уровней. Попутно с золотом отмечается платина 0,1–1,2 г/м³, источник сноса платиноидов не установлен. В пределах Пусторецкого ореола на уч. Кеньчуваям (VI-2-7) оконтурен и прослежен на 5,5 км шлиховой поток с весовыми содержаниями золота и единичными зернами платины. В отложениях высокой поймы и первой надпойменной террасы установлен золотоносный пласт с содержанием золота до 500–530 мг/м³ на пласт мощностью 0,2–1,2 м. В бассейне р. Средняя Алхавитоваям шлиховым опробованием выявлено россыпепроявление (IV-1-12) протяженностью до 6 км, мощность пласта – 0,4 м, содержание золота – 0,15–0,25 г/м³.

Серебро. Наряду с широким распространением собственно сереборудных объектов, в большинстве случаев серебро является составным компонентом в серебряно-золотых, попутным в серебро-полиметаллических, серебро-мышьяково-сурьмяных, оловорудных объектах. Основной объем рудного серебра сосредоточен в Западно-Камчатском и Охотско-Чукотском вулканогенных поясах. На карте полезных ископаемых показаны 43 проявления и 41 пункт минерализации. Все собственно сереборудные объекты относятся к двум типам формаций: серебро-полиметаллической и серебро-сульфидно-сульфосольной.

С вулканизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса связаны наиболее представительные проявления серебро-полиметаллической формации уч. Кедровый: зона Ворона (I-5-24), Контактная группа (I-5-23) и проявления северной части уч. Кедровый – зоны Сергеевская (I-5-22), Снежная и жилы Галенитовая, Попутная, Параллельная.

На участке Кедровый площадью 17 км² выявлено 30 сереброносных зон брекчий сульфидно-кварцевого и сульфидно-кварц-карбонатного состава в вулканогенно-осадочных породах усовской свиты раннемелового возраста. Наибольший практический интерес представляет зона Ворона, вскрытая канавами через 80–200–300 м на протяжении 1200 м. По редким штучным пробам зона прослежена на 5 км. Оруденение имеет прерывистый характер и приурочено к кулисообразным зонам дробления мощностью 3–5 м при расстоянии между ними 0,5–1 м. Содержание серебра достигает 6,6 кг/т, золота не превышает 1,4 г/т. Содержание цинка колеблется от 0,49 до 22,5 %, свинца – от 0,21 до 16 %, меди – от 0,13 до 0,5 %. Апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ по рудопроявлению Кедровый составили: руды – 700 тыс. т; серебра – 700 т (МПР России, протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

На проявлении *Гольцовое* (П-1-4) выявлено 15 жил и прожилков мощностью от 1 до 15 см, образующих рудоносную зону протяженностью 300–750 м, шириной 100–150 м. Рудные жилы и прожилки в основном мономинеральные, состоят из сульфидов: галенита, сфалерита, арсенипирита. Количество кварца и карбоната незначительное, развита кварц-турмалиновая минерализация. Руды массивные и вкрапленные. По данным спектрального анализа (%): свинец – 0,11–1,1; цинк – 0,11–3,66; медь 0,2–2,84; золото – до 4,5 г/т, серебро – 10; 50; 266,7 и до 1230 г/т в единичных пробах.

Проявления серебра, относимые к серебро-сульфидно-сульфосольной формации, серебряному промышленному типу, формируют два прогнозируемых рудных узла – Уннейский и Ильвапинанский, связаны с эоцен-олигоценным вулканизмом Западнокорякско-Камчатского вулканогенного пояса.

Прогнозируемый золото-серебрянорудный Уннейский узел объединяет 13 слабоизученных проявлений и четыре пункта минерализации серебра. Линейное размещение рудопроявлений серебра в пределах узла определяется Ванэатским рудоконтролирующим разломом северо-восточного простирания. Характерна приуроченность рудопроявлений к краевым, относительно приподнятым участкам Уттываямской ВТС, зонам радиальных и кольцевых разломов. Характер оруденения в пределах рудного узла однотипен. Лишь в некоторых рудных полях отмечаются участки с убогой олово-серебряной (с касситеритом) или золото-серебряной (кварц-адуляровой) нагрузкой (Au 1–3 г/т, единично 5 г/т – V-4-12).

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления и окварцевания, вмещающими линзующиеся сложные ветвящиеся жилы, группы жил, реже простые обособленные жилы кварцевого, сульфидно-кварцевого состава. Отмечается пространственная и генетическая связь оруденения с субвулканическими телами риолитов, андезитов велолыкского ВК, гранит-порфиоров корякского ПК.

Для жил характерны брекчиевые, брекчиевидные, кокардовые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные текстуры. Жильные минералы представлены кварцем, иногда кварц с каолинитом. Ведущими рудными минералами являются миаргирит, пираргирит, с ними ассоциируют пирит, антимонит, арсенипирит, галенит, джемсонит, марказит, прустит, блеклые руды. Текстуры руд вкрапленные, прожилковые, линзовидные, полосчатые. Жилы характеризуются крайне неравномерной сереброносностью. Большинство из них безрудны. Отношение золота к серебру – от 1 : 200 до 1 : 1000 и более.

Значительные по содержанию серебра проявления выявлены в пределах так называемого рудного поля Кварцевый (V-4-1, 4, 7, 8, 9).

В проявлении *левобережья руч. Ивтыль-Уттываям* (V-4-1) по элювиальным развалам и отдельным коренным обнажениям выявлено около 20 кварцевых жил субмеридионального и северо-западного простирания. Протяженность жил – до 700 м, мощность – от 0,5 до 3 м. Содержание серебра в подавляющем большинстве штучных и бороздовых проб – от 1 до 62,2 г/т, золота – от 0,1 до 0,6 г/т. В четырех штучных пробах содержания серебра составили 67,6–753,3 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P₂ на глубину 300 м оценены: серебра – 500 т, золота – 1 т [327].

Основное оруденение *проявления Ближнее* (V-4-4) локализовано в крутопадающей жиле № 1 сложной морфологии, залегающей в зоне дробления мощностью 35–120 м. Мощность жилы – 0,1–3 м, протяженность – 550 м, простирание субмеридиональное. Вскрыта канавами через 30–80 м. Содержание серебра в жиле: от первых граммов до 1764 г/т, золота – до 0,6 г/т. На северном ее фланге выделено рудное тело протяженностью 400 м, средней мощностью 0,8 м. Среднее содержание серебра 287,6 г/т. По данным спектрального анализа бороздовых проб возможно продление рудного тела на юг (содержания серебра здесь до 10 000 г/т), а также выявление новых рудных тел. Прогнозные ресурсы по категории P₂ на глубину 300 м оценены: серебра 500 т, золота 2 т [327].

Проявления восточного и западного флангов уч. Кварцевый (V-4-7, 8, 9) объединяют 24 кварцевые жилы и 15 зон кварцевого прожилкования, которые изучены и опробованы в обнажениях по элювиальным развалам в одиночных канавах. Простирание жил преимущественно субмеридиональное, колеблется от от 100 до 1000 м, мощность – от 0,2 до 3 м, в раздувах – до 13 м, протяженность жильных зон – до 2000 м. Содержание серебра в штуфных и бороздовых пробах варьирует от 3,5 до 809,2 г/т, в единичной штуфной пробе – до 3609,5 г/т, золота – до 1,6 г/т. В отдельных жилах установлены: олово до 0,08 %, вольфрам до 0,1 %, мышьяк и сурьма до 0,3 %. Прогнозные ресурсы серебра по категории P₂ на глубину 300 м составляют: серебра 1000 т, золота 5 т [327].

Проявления уч. Иволга (V-4-11, 12) расположены в юго-западной части рудного поля Кварцевый. В кварцевых жилах и зонах брекчирования содержание серебра – 10–100 г/т, золота – 0,2–1 г/т, олова – сотые доли %, мышьяка – до 1 %, сурьмы – до 0,3 %. В развалах отдельных жил выявлено 5–10 кг/т серебра и 3–5 г/т золота (спектральный анализ). Во вмещающих породах единично установлено 551 г/т серебра и 0,6 г/т золота. Прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют: золота 2 т, серебра 2000 т [353].

На площади *проявления правобережья р. Кубукваям* (V-4-15) прослежено порядка 150 кварцевых, адуляр-кварцевых жил, жильных зон и зон прожилкования протяженностью от нескольких десятков метров до 3,5 км, локализующихся в линейной зоне трещиноватости северо-западного направления. Общая их протяженность – порядка 70 км. В ослабленных зонах жилы сопровождаются зоной метасоматитов (аргиллизитов) мощностью от первых метров до десятков метров. Содержания серебра в рудах колеблются от первых г/т до 2592,8 г/т (пробирный анализ). Горными выработками вскрыто пять жил мощностью от 0,9 до 5–6 м. Вертикальный размах оруденения составляет не менее 200 м. В коренном залегании содержание серебра достигает 757 г/т на 0,5 м мощности, в аргиллизитах – до 289,6 г/т. Среднее содержание серебра в 30 % проб составляет около 300 г/т, в 70 % – менее 10 г/т. Содержание золота колеблется от сотых долей до 1,8 г/т. Прямой корреляции между содержаниями серебра и золота нет. Подсчитанные прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют: серебра 3,1 тыс.т; золота 1,7 т [323].

Проявления Финиш (IV-4-28), *Рыхлый* (IV-4-18) приурочены к кварцевым жильным зонам и жилам. Мощность зон – до 9 м, длина – 400 м. Мощность жил – 2–2,5 м, длина – 50–500 м. Содержание серебра в жилах и прожилках –

4,71–8107 г/т, золота – 0,2–1,4 г/т. Преобладающее отношение золота к серебру – 1 : 100; 1 : 200; 1 : 300. Прогнозные ресурсы серебра (IV-4-28) по категории P₁ до глубины 300 м оцениваются в 61 т [211]. В проявлении (IV-4-18) прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют: серебра 472 кг, золота 1,5 т, сурьмы 12 т, мышьяка 43 т. Эрозионный срез незначительный [319].

В кварцевых жилах и их развалах проявлений IV-4-27, V-4-23 пробирным анализом установлено серебро в количестве 12,8–456,5 г/т.

В пределах Ильвапинанского узла известен ряд проявлений (III-6-16, 19, 17, 18, 20, 21, 22, 23), приуроченных к Ильвапинанской вулcano-купольной структуре, сложенной эоцен-олигоценовыми вулканитами среднего состава и субвулканическими телами дацитов велолныкского ВК, гранит-порфиров корякского ПК. Проявления обычно приурочены к разломам субширотного, северо-западного простирания, выраженным зонами повышенной трещиноватости, брекчирования, окварцевания, аргиллизации, кварцевых жил, зон кварцевого прожилкования.

На уч. *Галанен* (III-6-16, 19) оруденение приурочено к зонам брекчирования мощностью 0,5–1 м, протяженностью 50–200 м и изометричным полям кварцевых штокверков размером до 100 м в поперечнике в субвулканическом теле дацитов. Визуально диагностируются антимонит, сурьмяные охры. Содержание серебра – от 2 до 885,36 г/т, золота – 0,02–0,22 г/т, сурьмы и свинца – до 1 %, мышьяка – до 0,07 %. В экзо- и эндоконтакте субвулканических тел, в развалах кварцевых жил, по данным спектрального и пробирного анализа, содержание серебра – до 100 г/т, (единично – 1120 г/т), золота – от следов до 0,8 г/т, присутствуют (%): вольфрам – 0,03–0,1, мышьяк – более 1, олово – 0,05–1, сурьма – 0,05–0,15, медь – 0,2, свинец – 0,9.

В пределах уч. *Сурьяный* (III-6-17, 18, 20) выявлено 15 кварцевых жил, сближенных зон прожилкования и обособленных жильных зон северо-западного и субширотного простираний, приуроченных к экзо- и эндоконтактам субвулканических тел дацитов олигоцена, прорывающих песчаники маметчинской свиты. Большая часть рудоносных тел представлена мелкими жилами длиной 10–12 м, мощностью 0,1–0,6 м и зонами прожилкования (длина – 100–300 м, мощность – 1,2–5 м), содержащими первые десятки и единично 100–155 г/т серебра. Везде установлено золото до 0,5–1,4 г/т, а также (%) мышьяк 0,4–1, свинец 0,3–0,5, иногда висмут – 0,01 и медь 0,03–0,05. Главные рудные минералы – антимонит, арсенопирит, пирит, серебро, аргентит, пираргирит, молибденит, золото.

В проявлениях *Северное* (III-6-21), *истоки р. Каральваям и верховья р. Каватчаваям* (III-6-22, 23) серебряное оруденение связано с зонами прожилкования размерами от (20 × 0,5 м) до (80 × 5 м), кварцевыми жилами мощностью 0,1–0,5 м и протяженностью до 40–120 м. Вмещающие андезиты велолныкской свиты интенсивно окварцованы, хлоритизированы, пиритизированы. Пробирный анализ точечных и штучных проб показал содержание серебра от 10,6 до 236,9 г/т, золота – 0,1–0,2 г/т, спектральный анализ – до 1 % сурьмы и мышьяка и 1,24 % свинца.

Многочисленные ПМ серебра развиты довольно широко на территории листа, сопровождая в основном золото-серебряное оруденение. Представлены единичными жилами, развалами жил, локализируются в гидротермально

измененных вулканитах, интрузивных породах ПК. Содержание серебра колеблется от десятых долей до десятков г/т.

Платина и платиноиды. На карте полезных ископаемых показаны 10 проявлений, пять ПМ и 12 россыпей платины и платиноидов. Проявления минералов платиновой группы приурочены к выходам дунитов куюльского позднеюрско-раннемелового ПК и позднемеловых дунитов вывенского и габброидов кубавеевского ПК.

Наиболее перспективные платиноворудно-россыпные объекты сосредоточены в пределах Ватынско-Вывенской платиноворудно-россыпной минерагенической зоны, на площади Сейнав-Гальмознанского платиноворудно-россыпного узла и приурочены к выходам дунитов вывенского ПК.

Коренная платиноносность. В пределах Сейнав-Гальмознанского узла известен ряд проявлений, образующих прерывистую полосу протяженностью 10 км и шириной 200–1000 м (V-5-12, 14, 18, 19). Все они связаны с перекристаллизованными гиганто-крупнозернистыми дунитами центральной и южной частей Гальмознанского массива вывенского ПК, насыщенными прожилково-вкрапленной, прожилковой, шлировой минерализацией хромшпинелидов. Проявления характеризуются крайне неравномерным пространственным распределением концентраций металла. Надежных факторов, определяющих распределение платинометалльных концентраций, не выявлено.

Наиболее представительным является *проявление Южное (V-5-19)*, расположенное на правом берегу руч. Сентябрь, в южной части Гальмознанского массива. Площадь сложена перекристаллизованными дунитами, образующими поле, вытянутое в северо-восточном направлении, размером 1500 × 400 м, среди первичных дунитов. В пространстве зона перекристаллизованных дунитов, вероятно, представляет собой крупное линзообразное тело мощностью порядка 200 м. В пределах участка были выявлены многочисленные точки с повышенными содержаниями платины, «рудные» пересечения по отдельным канавам мощностью до 9 м при содержании до 15,5 г/т на интервал [284]. Отмечено, что аномальные концентрации платины приурочены к пограничным зонам черных и светлых дунитов, сопровождающихся развитием рудообразующего хромита. Непосредственно к хромитовой минерализации приурочены выделения минералов металлов платиновой группы (ММПГ). Платиновая и хромитовая минерализации характеризуются тесной корреляционной связью. Хромит представлен магниферрихромитом и феррихромитпикотитом. Минералы платиновой группы в основном представлены изоферроплатиной – 95,82%; второстепенные – тетраферроплатина, сперрилит, туламинит; редкие – самородная платина, хонгшит, самородный осмий и др. Бурением производилась оценка платинового оруденения на глубину, в результате чего установлена нижняя граница оруденения, соответствующая горизонту 260 м. Выше этой границы территория прогнозного контура ограничивается дневной поверхностью. При этом пробы с содержанием платины $\geq 0,1$ г/т располагаются в пределах трех гипсометрических уровней: 321–333 м, 286–313 м, 257–276 м. В центральной части проявления в пределах потенциально рудоносного горизонта на опытном полигоне выполнен комплекс крупнообъемных горнопроходческих и опробовательских работ, про-

изведен отбор и переработка группы 100-тонных валовых проб. При этом извлечено 3,2 кг платины. Уровень содержаний платины в валовых пробах, установленных по разработанной схеме гравитационного обогащения, достигает 2,3 г/т. По данным аффинажной переработки, соотношение МПГ в руде следующее: платина – 96,2 %, палладий – 0,4 %, родий – 0,4 %, иридий – 3 %. В результате оконтурена часть потенциального рудного тела со средним содержанием 0,65 г/т платины. Коэффициент рудоносности в пределах опытного участка составил 0,5. Подсчитанные прогнозные ресурсы участка Южный по категориям $P_1 + P_2$ оценены в 27 т [284].

Остальные проявления платины (V-5-12, 14, 18), аналогичные по составу, прослеживаются полосой с юга на север по водоразделу Гальмознанского массива на расстояние около 8 км. Штуфным опробованием в хромитоносных дунитах установлены повышенные содержания платины – от 0,3 до 174,7 г/т, палладия – до 1,32 г/т, рутения – 9,26–1,4 г/т.

Проявление Двойное (V-5-9) расположено на юго-восточном окончании Сейнавского массива, в верховьях руч. Двойной. Платиновая минерализация приурочена к перекристаллизованным средне-крупнозернистым дунитам, занимающим площадь около 0,35 км². Породы насыщены выделениями хромита, который образует акцессорную вкрапленность (0,1–0,5 мм) и линзующиеся прожилки мощностью 1–3 см, гнезда неправильной извилистой формы размером до 25–30 см. Химическим анализом в дунитах, содержащих хромитовые прожилки, лишь в одной штуфной пробе из 10 установлены: Pt – 12,2 г/т, Pd – 0,16 г/т, Cr > 1 %. Платина образует единичные ксеноморфные включения до 0,07 мм в оливине, хромитовых зернах и прожилках.

В юго-восточной части п-ова Елистратова известны проявления платиноидов (IV-2-6, 7), приуроченные к выходам интрузивных образований куюльского ПК (габброиды, гарцбургиты, перидотиты), выходящих в виде полос (шириной 0,7–2 км) северо-восточного простирания общей площадью 20 км². Все породы в той или иной степени серпентинизированы, широко распространены метасоматические (серпентиниты, листвениты), гидротермальные (листвениты, кварцевые, кварц-карбонатные жилы) и рудные (хромититы) образования. Для проявлений характерна связь с хромититами.

На *проявлении Горных Кузнецов (IV-2-6)* среди серпентинизированных дунитов в зоне разломов на протяжении 250 м прослеживаются линзы хромититов (0,3 × 1 × 1 м), в отобранных бороздовых и штуфных пробах установлено содержание платиноидов (платино-метрический анализ) – 3,2–3,6 г/т, в т. ч. иридия более 2 г/т; содержание двуокиси хрома – до 50,82 %, никель – 0,02 %, кобальт – 0,1 %, золото – до 0,002 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов при глубине подсчета 100 м по категории P_2 составляют 350 кг [220].

Проявление (IV-2-7) представлено зоной дробления мощностью от 3–4 до 7–17 м, протяженностью до 500 м. Содержание платиноидов, которые представлены преимущественно платино-паладиево-рутениевой минерализацией, варьирует от 0,02 до 0,2 г/т, с ними ассоциирует золото до 0,2 г/т. Вмещающие породы представлены лиственитами, в которых содержание платины на порядок ниже (0,02–0,04 г/т). В делювии хромититов установлена родий-иридий-рутениевая минерализация, содержание ЭПГ составляет 1,2 г/т.

К зоне меланжа, основу которого составляют серпентинизированные дуниты куюльского ПК, приурочено *проявление Гора Плоская* (IV-3-25). В лиственитах – зона интенсивного кварцевого прожилкования протяженностью 100 м и мощностью 4 м. Листвениты имеют кварц-карбонатный состав, рудные минералы представлены пиритом (2–5%), реже встречается хромит. В штучных пробах атомно-абсорбционным анализом установлено содержание платины (г/т): платина – 0,3; палладий – 0,389; рутений – 0,18, золото – 0,103, серебро – 5,1.

Золото-платиновометаллическое оруденение *проявлений Мя-Кытэгатываям, уч. Муйн-Тунуп* (IV-5-2, 3, 4) приурочено к зонам пиритизации, окварцевания в области экзо- и эндоконтактов массивов дунитов куюльского ПК. Пробирным анализом в нескольких штучных пробах установлено содержание (г/т): платины – 0,51–0,67, палладия – 1,3–1,6, золота – 0,09–0,5.

Пункты минерализации платины I-5-4, 15, IV-5-4, V-4-32, 33 связаны с выходами габброидов, дунитов вывенского ПК; перидотитов, серпентинитов куюльского ПК, зоной меланжа, габброидов кубавеевского ПК. Параметры оруденения, как правило, незначительные, содержания платиноидов колеблются в пределах 0,03–0,7 г/т (V-4-33), единично – 1,52 г/т (I-5-4).

Россыпная платиноносность. Россыпная платина представлена двумя крупными месторождениями – р. Левтыринваям и руч. Ледяной (V-5-15, 17), двумя средними (V-5-13, 20), 13 малыми месторождениями. Большая часть россыпных месторождений платины (10 месторождений) сосредоточена в пределах Сейнав-Гальмознанского узла. Они выявлены и разведаны в долинах ручьев Ледяной, Сентябрь, Пенистый, Ветвистый, Южный, в бассейнах рек Левтыринваям, Гальмитапельваям, ручьев Ясный, Янытайлыгинваям (V-5-17, 20, 13, 8, 22, 15, 4, 7; V-4-24) и в настоящее время практически отработаны. На стадии завершения отработки сейчас и крупные россыпи р. Левтыринваям и руч. Ледяной.

Все россыпи аллювиальные, расположены в долинах водотоков, дренирующих Гальмознанский и в (меньшей мере) Сейнавский базит-гипербазитовые массивы, являющихся основным источником поступления металла.

Практически все россыпные месторождения отличаются сложным геологическим строением, являются многопластовыми и состоят из нескольких типов россыпей – долинных, террасовых, пойменных, делювиальных, ложковых, а также погребенных. Как правило, представлены 2–7 достаточно мощными разновозрастными продуктивными пластами, расположенными ярусами и сформированными в различные временные отрезки четвертичного периода. Несмотря на прямую корреляционную связь масштабов месторождения с количеством платиноносных пластов, 70–95% запасов металла всегда сконцентрированы в одном из пластов-лидеров, определяющих промышленную ценность россыпного объекта. Эти пласты на всех месторождениях узла локализованы на плотике пойменной части долины, достаточно выдержаны по ширине и мощности, но отличаются неравномерным распределением металла, его струйчатостью, чередованием бедных и богатых участков. В отличие от пластов-лидеров другие пласты, являющиеся в большинстве своем террасовыми либо подвесными, реже склоновыми и прочими, в россыпях имеют ограниченное распространение или исчезают вовсе. На формирование вели-

чины запасов россыпи влияет и состав платины коренного источника. В процессе всестороннего изучения минералого-геохимических характеристик платины было выделено два ее типа – иридисто-платиновый, распространенный в крупно-порфиروкластических дунитах, с которым связаны наиболее крупные россыпи, и платиновый в мелко-порфирокластических дунитах, пироксенитах и габбро с более низким промышленным потенциалом. Самородки встречаются только в россыпи руч. Ледяной. Шлиховая платина россыпией представлена многочисленными минеральными видами, из которых наиболее широко развита лишь изоферроплатина, характерно присутствие железистой платины. Пробность платины колеблется в пределах 890.

Крупная россыпь р. Левтыринваям (V-5-15), которая является правым притоком р. Вывенка и имеет длину 23 км, считается самой богатой по запасам платины. Основные россыпи месторождения связаны с позднеплейстоценовыми аллювиальными отложениями четвертого звена. Месторождение объединяет продуктивные пласты р. Левтыринваям и ее притоков – р. Левый Левтыринваям, ручьев Валунный и Базовый. По р. Левтыринваям выделяются долинная и террасовая россыпи. Наиболее содержательными по запасам платины являются долинная, объединяющая 4 пласта – нижний (основной) пласт среднего течения, в котором сосредоточено 88 % всех запасов россыпи и нижний пласт верховьев, подвесной пласт нижнего течения (5 % запасов) и забалансовый подвесной пласт верхнего течения.

Нижний (основной) пласт среднего течения в виде ленты, расщепляющейся в северной части на две продуктивные струи суммарной шириной 250–400 м прослежен по долине на 8,5 км. Средняя мощность торфов пласта – 6,5 м, песков – 2,5 м, среднее содержание металла – $3,28 \text{ г/м}^3$, максимальное – $5,2 \text{ г/м}^3$.

Вторым по значимости среди продуктивных горизонтов является подвесной пласт нижнего течения реки. Источником шлиховой платины при его формировании служил основной пласт месторождения, на продолжении которого он расположен. Ширина контура 100–280 м, мощность песков колеблется от 2,4 до 3,2 м, мощность торфов – от 8 до 12,7 м. Среднее содержание металла по пласту – $0,58 \text{ г/м}^3$. Основной пласт среднего течения сочленяется с приплотиковыми пластами ручьев Базовый и Валунный, имеющими длину около 900 м при ширине 90–190 м (мощности песков – 2 и 2,6 м, торфов – 4,3 и 6,3 м, содержание платины – $0,24\text{--}0,84 \text{ г/м}^3$), заключающими в себе около 0,75 % запасов всей россыпи. Террасовая россыпь включает нижние и подвесные пласты правой, левой террасы, погребенный пласт. Промышленный интерес представляет собой нижний пласт правой террасы, состоящий из трех струй средней протяженностью 2,4 км при ширине от 20 до 250 м, мощность песков меняется от 0,8 до 4,5 м, торфов – от 0,7 до 8,2 м. Среднее содержание платины – $0,48 \text{ г/м}^3$. В долине р. Левый Левтыринваям выявлены долинный нижний и террасовый склоновый пласты, залегающие на глубине 1–2 м, ширина пластов – 20–200 м, содержание платины – до $0,9 \text{ г/м}^3$. Запасы по нижнему пласту составляют не менее 1 % от общих запасов россыпи. Шлиховая платина россыпи представлена изометричными комковатыми зернами и их сростками, уплощенными формами без сростков, цвет стально-серый, иногда с гипергенными пленками гидроокислов железа. Окатанность зерен плати-

ны – от хорошей до плохой (имеющей рудный облик), крупность – от 0,34 до 0,63 мм. Разработка россыпи р. Левтыринваям велась с 1994 г. В настоящее время россыпь почти отработана, проводится перебивка техногенных отвалов. На учете находится 87 кг балансовых запасов по категории C_1 и 826 кг забалансовых запасов.

Россыпь руч. Ледяной (V-5-17) расположена в долине одноименного ручья и его левого притока руч. Сентябрь, пространственно совпадает с приконтактной зоной Гальмоэнанского массива и терригенного меланжа, имеет довольно сложное строение и объединяет аллювиальные долинные и террасовые пласты, а также склоновый пласт делювиального генезиса. Среди долинных пластов выделяются нижний, средний, верхний и ложковый. Средний пласт ленточной формы прослежен по руч. Ледяной на 3 км при ширине 200–250 м, а по руч. Сентябрь на 2,5 км при ширине 60–100 м, в нем сконцентрировано около 70 % запасов платины месторождения. Пласт повсеместно залегает на коренном плотике, за исключением средней части, где он расположен под погребенным каньоном. Среднее содержание по пласту – 4,65 г/м³. Среднее содержание платины в ложковом пласте достигает 0,7 г/м³. Террасовый пласт залегает на полимиктовом терригенном меланже, его протяженность – около 2 км при ширине продуктивного контура 40–140 м и средней мощности песков 2,6 м. Мощность торфов колеблется от 3,3 до 16,8 м по руч. Ледяной.

Распределение металла в продуктивном пласте крайне неравномерное. Наибольшие концентрации его достигают 40 г/м³ в песках вблизи слияния ручьев Ледяной и Сентябрь. Общее количество самородков платины на некоторых участках россыпи достигает 10 % от добытой платины. Наиболее крупный самородок весит 177,1 г. Зерна платиноидов имеют комковатую или неправильную форму, степень окатанности варьирует от плохой до средней, размер зерен – от 0,4 до 1 мм. Добыча платины на месторождении руч. Ледяной осуществляется с 1992 г. На 1.01.2014 г. на балансе находится 232 кг шлиховой платины.

На флангах россыпи руч. Ледяной (междуречье Ледяной–Лида), на полигенетической террасе площадью 6 км², высотой 20–150 м, канавами, траншеями, колонковым бурением проводилась оценка платиноносности конгломерато-брекчий. Содержание МПГ по конгломерато-брекчиям – 0,1–0,3 г/т, в основании увеличивается до 1,5–9,0 г/т. Бурением вскрыт платиноносный аллювий, но из-за сложного рельефа, значительных глубин (более 50 м) его не удалось оконтурить. Предварительный ресурсный потенциал россыпной платины в междуречье Ледяной–Лида оценивается в 1,5 т [284].

Средняя россыпь руч. Пенистый (V-5-13) имеет простое строение, состоит из двух пластов – верхнего и нижнего. Нижний, наиболее богатый пласт, тянется в субширотном направлении вдоль долины ручья на 2,5 км, приурочен к приплотиковой части аллювиальных галечно-гравийных отложений неоплейстоценового возраста. Ширина пласта меняется от 60–100 м в нижней части до 200 м в середине водотока. Плотик сложен сильнотрещиноватыми породами терригенной корякской серии. Средняя мощность песков – около 3–3,5 м, мощность торфов – от 4 до 16 м. Содержание платины в песках варьирует в пределах от 0,38 до 3,26 г/м³. Продуктивность россыпи обусловлена

крупностью шлиховой платины, в целом по размерам зерен она аналогична шлиховой платине руч. Ледяной. В настоящее время россыпь отработана.

Средняя россыпь руч. Сентябрь (V-5-20) характеризуется тремя основными пластами: двумя долинными протяженностью 2100–2900 м при ширине 75–90 м; одним террасовым – длиной 1000 м, шириной 95 м. Мощность торфов колеблется от 4,4 м в террасовом до 6,1 м в долинном пластах, песков соответственно 2,5 и 3,2 м. Среднее содержание металла в террасовом пласте – до 5,84 г/м³, в долинном – от 1,7 до 5,84 г/м³, размер зерен платины – до 1,42 мм.

Малые россыпи платины на площади узла (V-4-24, V-5-8, 22, 7) в основном однопластовые, небольшие по размерам и запасам, мелкозалегающие, имеющие неравномерное распределение металла, плитковое положение пласта. Протяженность пластов – до 4 км, часто наблюдается невыдержанность по ширине – от 20 до 130 м, мощность песков меняется от 1,6 до 3,3 м, торфов – до 9,6 м, среднее содержание шлиховой платины – 0,30–0,57 г/м³. Россыпи практически все отработаны.

Недоразведанная *малая россыпь р. Гальмитпельваям (V-5-4)* представлена тремя разведанными пластами: террасовый, средний плитковый и верхний подвесной, и одним недоразведанным – нижним плитковым, локализованным в узком глубоковрезанном каньоне (тальвеге) долины. Мощность продуктивных пластов, представленных аллювиальными отложениями как хорошоокатанного валунно-галечного, так и щебнистого материала, меняется от 0,8 до 3,6 м. Среднее содержание платины в пластах колеблется от 0,56 до 0,75 г/м³ в разведанных, до 2,7 г/м³ в недоразведанном, металлоносность аллювия в нем установлена единичными скважинами. Шлиховая платина представлена в основном агрегатами и зернами МПП стально-серого цвета, реже оловянно-белого. Окатанность зерен преимущественно хорошая. Пробность шлиховой платины в среднем составляет 894. На разведанном участке подсчитанные забалансовые запасы по категориям С₁+С₂ составляют 481,1 кг шлиховой платины (ТКЗ, протокол № 9/12 от 27.08.2012 г.).

В юго-западной части Куюльского массива (междуречье Тихая–Веселая) выявлены две малые россыпи платиноидов (IV-3-11, 16), приуроченные к приплитковой части разреза. Средняя мощность продуктивного пласта – 0,3 м, протяженность россыпи по р. Тихая – 3 км, при ширине 60 м, по р. Веселая – 1 км, при ширине 30–40 м. Средние содержания соответственно по россыпям – 83–275 мг/м³ и 50–275 мг/м³. Подсчитанные запасы осмистого иридия по водотокам составили 17,5 кг.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Радиоактивные элементы (уран, торий, радий) представлены единичным на площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса проявлением – уч. Лира (III-1-1). Приурочено к выходам архейских метаморфических образований косовской серии, представленных гранитизированными кварцполевошпатовыми гнейсами, обладающими повышенной гамма-активностью (до 3000 мкР/ч). Породы рассечены серией субпараллельных прожилков

мощностью до 1–2 см, выполненных минералом черного цвета, вдоль трещин и прожилков в гнейсах отмечаются ореолы осветления – редкометалльные метасоматиты. Минеральный состав породы (%): монацит – 80, ортит – 8, альбит – 5, эпидот – 1, ксенотим – 1, торианит – 3, кварц + полевой шпат – 2. Содержание (%): уран – 0,0801, торий – 5,144, радий – 0,1536 (рентгеноспектральный анализ штуфной пробы). Спектральный анализ штуфной пробы (%): кремний – 30, церий, фосфор, торий – более 1, алюминий, лантан – 1; йод, натрий – 0,3; свинец, титан, уран – 0,1; гадолинит, барий – 0,05; бериллий, иттрий – 0,003; медь, галлий – 0,002; ниобий – 0,0015; литий – 0,001. В породах встречены монокристаллы монацита. Участок проявления очень слабо обнажен, масштабы оруденения не определены.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сера. В южной части листа известно два месторождения серы – среднее Малетойваямское (VI-3-6), малое – Ветроваямское (VI-4-2), восемь проявлений и один ПМ. Все месторождения и проявления серы относятся к формации самородной серы опалитовой.

Месторождение Малетойваямское (VI-3-6) открыто в 1952 г. Г. М. Власовым, к 1972 г. проведена детальная разведка. Месторождение приурочено к периферии Малетойваямской ВТС. Площадь сложена эффузивно-пирокластическими образованиями ветроваямского ВК миоценового возраста. Оруденение связано с монокварцитами, алунитовыми и кварц-каолиновыми кварцитами, контролируется сбросами северо-западного и субширотного простираний, оперяющих Малетойваямский глубинный разлом. Разведка проводилась на двух участках – Центральный и Юбилейный. Оконтуривание проведено по бортовому содержанию серы, равному 5%. На участке Центральный выделены две залежи – Нижняя и Верхняя. Нижняя (90% запасов серы) прослежена на 1800 м при ширине 80–700 м и мощности от 3 до 115 м. Вскрыша изменяется от 0,6 до 117 м. Выделены три группы серных руд: серно-алунитовые сульфидизированные, с неравномерным, преимущественно массивным оруденением; серные с алунитом, массивные и гнездово-прожилковые; монокварцевые, неравномерно вкрапленные. Среднее содержание серы – от 6 до 30%. Верхняя залежь протяженностью 750 м и шириной 200–280 м, мощность от 5 до 57,2 м, по составу и строению аналогична нижней, а иногда и смыкается с ней. Содержание серы – 10–20%. На участке Юбилейный разведано рудное тело, состоящее из одно-трех залежей линзообразной и пластообразной формы мощностью от 3 до 60 м, разделенных прожилками, монтмориллонитами и безрудными каолиновыми кварцитами мощностью 15–70 м. Общая мощность сероносной зоны – 250 м. Серные залежи не оконтурены. Глубина залегания кровли рудного тела на востоке участка – 90–100 м, на западе оно выходит на поверхность. Вертикальный размах оруденения превышает 238 м. Содержание серы колеблется от 5 до 25–30%. Преобладают монокварцевые руды со средним содержанием серы 10–15%. Генезис месторождения импрегнационно-метасоматический. Запасы серы

при бортовом содержании в 5 % составляют по категориям $B+C_1+C_2 = 16\,175$ тыс. т [103]. На месторождении установлено около 40 минералов, главными из которых являются кварц, алунит, самородная сера, каолинит, пирит. Основной компонент руд – сера. По ее содержанию руды делятся на три группы: бедные – 5 %, средние 5–25 % и богатые – более 25 %. Кроме того, сера на месторождении содержится (%) в: пирите – до 15–18 и алуните – до 115. В серно-алунитовых рудах установлены: медь – 0,03–0,07 %, хром – 0,01–0,3 %, цинк – 0,01–0,1 %, сурьма – 0,01–0,05 %, золото – 0,9–1,2 г/т. Извлекаемость серы – 85 %, она может быть извлечена из руд флотацией с промежуточным проплавом черного концентрата и последующей автоплавкой серы. В рудах месторождения содержится до 25 % алунита. Запасы алунита при бортовом содержании серы в 5 % по категориям $B+C_1+C_2 = 15\,209$ тыс. т [103].

Месторождение серы малое Ветроваямское (VI-4-2) впервые было исследовано в 1941 г. Г. М. Власовым и В. С. Фокиным. В этом же году началась разведка. По итогам разведочных работ в 1951 г. были подсчитаны запасы серы по категориям $A_2+B+C_1 = 0,112$ млн т (более они не пересчитывались). Месторождение расположено в пределах Чеингской ВТС и приурочено к палеовулкану, находящемуся в зоне пересечения северо-восточной и субмеридиональной системы разломов среди образований ветроваямского ВК. Руды представлены сероносными вторичными кварцитами. В современном рельефе месторождение расчленено эрозионными процессами на пять участков, которые в свою очередь расчленены на 2–5 залежей. Практическая ценность определяется Центральным участком. Здесь отмечено несколько залежей овальной формы (325×45 , 285×50 и 40×25 м), средней мощностью соответственно 8,5; 19,8 и 14,5 м. Границы между рудой и вмещающими породами как резкие (опалиты), так и постепенные – выщелоченные руды. Содержание серы в среднем меняется от 35–40 % в центральных участках залежей до 20–25 % к их периферии, достигая в отдельных сечениях 60–80 %. Основную массу месторождения представляют руды с равномерным содержанием серы – 32–33 % и отсутствием вредных примесей. Второй тип руд – «черная» руда с содержаниями серы – 50–80 %. Третьим типом руд являются опалиты с вкрапленниками и прожилками серы (до 20 %). Основные минералы серных кварцитов – сера и опал (или кварц), а также алунит и каолинит в соответствующих фациях. Прочие минералы (рутил, гипс, барит и др.) в сумме составляют 2–4 %. Кроме того, отмечены точечные аномалии ртути до 0,01 %, свинца до 1 %, золота до 0,5 г/т; висмута до 0,03 % и молибдена до 0,02–0,05 %.

В *бассейне р. Лигиньваям (VI-3-11)* в поле вторичных кварцитов горными выработками вскрыты серицит-кварцевые, алунит-кварцевые породы с прожилками и вкрапленностью серы видимой мощностью 17 м. Содержание серы, по данным бороздowego опробования, меняется от 3 до 16,3 %.

На правобережье р. Энынгваям (VI-4-1), вкрапленность серы отмечена в опалитах, монокварцитах, алунитовых кварцитах и кварц-каолиновых породах площадью $0,8 \text{ км}^2$. По данным химического анализа, содержание серы в пробах изменяется от 0,14 до 46,65 %.

Проявление правобережья р. Игунаваям (VI-3-27) представлено двумя пластообразными прерывистыми серными залежами длиной 200 и 30 м при мощности 5 и 1 м, локализованными в зоне вторичных кварцитов, сложенной монокварцитами, алунитовыми кварцитами, опалитами, аргиллизитами, пропилитами, развитыми по вулканитам ветроваямского ВК. Содержание серы в залежах не превышает 7 %.

Остальные проявления на площади (VI-4-1, 9, 10, 11, 15) чаще представлены в виде элювиально-делювиальных развалов. Содержание серы в них большей частью незначительно – от 0,6 до 4,5 и 33,24 %.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. Проявления фосфоритов известны в северо-западной части площади листа (I-1-16, 17). Связаны с конкрециями в осадочных породах ачаквеевской свиты поздне триасового возраста, занимающих не более 3–5 % объема отложений. Конкреции имеют шаровидную и эллипсоидальную форму, реже гантелевидную и грибовидную. Размер их обычно – от 1 до 10 см, более редки стяжения до 30–50 см. Содержание фосфора в проанализированных конкрециях превышает 1 %, достигая 13,55 %, во вмещающих их породах – менее 1 %.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. На площади листа известно 14 проявлений асбеста, которые генетически и пространственно связаны с выходами серпентинизированных гипербазитов куюльского ПК, зоной меланжа и кластогенных пород тылакрьельской свиты. Большая часть их представлена хризотил-асбестом попеременно-волокнистого строения, меньшая – тремолит-асбестом.

В бассейне р. Ясная, в пределах зон серпентинизированных перидотитов с хризотил-асбестовой минерализацией выявлены проявления *Озернинское, Ясенское* (III-3-26, 32). Мощность зон – 0,1–0,35 м и от 1 до 8 м, протяженность – 5–130 м. Асбест обычно слагает одиночные разноориентированные жилы протяженностью 0,2–1,5 м, мощностью 3–15 см, длина волокна – 1–10 мм. Реже, наблюдается частое чередование жилок асбеста и массивных серпентинитов (III-3-32). Мощность таких жил с серпентинитовыми оторочками обычно 0,2–0,8 м, редко 1–1,5 м. Длина волокна – в среднем 3–5 мм, иногда 10–15 мм.

Проявление тремолит-асбеста илистое (III-3-17) приурочено к линзовидной залежи брекчированных серпентинитов. Протяженность залежи – 6 м, ширина (мощность) – 2,5 м. Залежь густо пронизана прожилками тремолит-асбеста с продольно-волокнистой структурой; длина волокна – 10–15 мм. По заключению группы сектора ВНИИГеолнеруд, по качеству и сортовому составу асбест вполне отвечает требованиям промышленности.

Группа проявлений *п-ова Маметчинский – Верхнемаметчинское, Кингивеевское-II, III, р. Весёлая, р. Рэваям* (IV-3-2, 8, 17, 22), а также проявление *Среднебухтинское* (III-3-18), связанные с выходами олистостром тылакрьельской свиты, серпентинизированными гипербазитами Куюльского массива,

зоной меланжа, представлены хризотил-асбестом поперечно-волокнистого строения в прожилках мощностью до 5–6 см. Разбросаны по большой площади, отличаются крайне незначительными и невыдержанными параметрами и практического интереса не представляют.

Графит. *Проявление Комелон (II-1-13)* приурочено к блоку графитсодержащих сланцев магивеевской свиты протяженностью 700–800 м при ширине 100 м в массиве щелочных гранитов пенжинского ПК. Отмечаются прослои сланцев мощностью до 1 м, почти полностью состоящие из графита и графитсодержащих сланцев мощностью до 4,6 м, имеющих полосчатую структуру. Графит наблюдается в виде примазок, гнезд, прожилков мощностью до 10 см, рассеянной вкрапленности чешуек размером от сотых долей мм до 0,1 мм, ориентированных параллельно друг другу и сланцеватости. По зонам трещиноватости в гранитах развиты прожилковидные, линзовидные, гнездовидные, будиноподобные выделения графитовых тектонитов. В них графит в виде чешуек до 1,5 мм образует послойную и хаотическую вкрапленность и прожилки. Формация графитовая метасоматическая.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Демантоиды. В пределах Куюльского массива выявлены одно проявление, один ПМ, россыпное проявление и шлиховой ореол коллекционного и ювелирного демантоида. Гранатоносные тела проявления р. Тегейвеем (IV-4-5) приурочены к зоне дробления северо-восточного простирания (ширина 700 м, протяженность 2,5 км) в аподунитовых серпентинитах и представляют собой линейные штокверки диопсидового прожилкования с гранатами. Выявлено более 40 гранатоносных тел изометричной формы размером 12 × 13 см и более, семь из которых являются наиболее продуктивными. Гранат локализуется в их центральной части в виде желваков (5 × 2 см), линз, щеточек (0,5 × 10 см), отдельных хорошо ограненных кристаллов и сростков размером до 12 см в поперечнике, щеточек. Кристаллы – хорошо выраженные додекаэдры, с незначительной трещиноватостью и редкими включениями хромпикотита, магнетита. Большой частью они прозрачные и полупрозрачные, ярко-зеленые, окраска обусловлена, по видимому, присутствием соединений окисного железа. Основной дефект щеток демантоида – трещиноватость. Выход кондиционного сырья составляет в среднем 10 %. Прогнозные ресурсы по категории P₂: сортового сырья – 300 кг, кристаллосырья – 30 т [365].

Пункт минерализации уваровита (IV-4-7) приурочен к зонам дробления в серпентинитах, пронизанных сетью диопсидовых прожилков с гранатовой минерализацией, представленной уваровитом. Размеры тел 2 × 5 м, щеток 4 × 6 см.

Россыпь (проявление) демантоидов р. Тегейвеем (IV-4-3) пойменная, террасовая. Аккумулирующие россыпь образования представлены современными аллювиальными отложениями русла, поймы, надпойменной террасы (1–2 м уровня), а также верхнеплейстоценовым аллювием, слагающим террасу 3–5 м уровня, мощность – 1–3,5 м. Протяженность террас – от 20–25 и 50–

120 м до 2,5 км. Продуктивный пласт, обогащенный демантоидами, платиноидами, золотом приурочен к приплотиковой части. Демантоиды аккумулируются как в пойменном, так и в террасовом аллювии. В пойменном аллювии (0,4 м) выявлен ореол с содержанием гранатов размером 1–6 мм от 5 до 10 зерен на одну ендовку. В отложениях террас демантоиды прослеживаются по всему разрезу, максимальные концентрации – в приплотиковом аллювии (0,6–1 м); количество кристаллов колеблется от 1 до 9 на одну ендовку, размер – от 1,5–3 до 8 мм; среднее содержание платиноидов на пласт 0,5 м – 0,1 г/м³, золота – 0,20 г/м³. Платиноиды представлены минералами группы иридия – осмия и ферроплатиной в виде плохоокатанных кристаллов и их сростков, размер зерен – 0,25–0,5 мм (68,2 %) и более 0,5 мм (26,5 %); золото ярко-желтое мелкое и весьма мелкое, представлено чешуйками, пластинками, реже комочками; максимальный размер зерен – 3 × 2 × 0,5 мм, окатанность средняя, хорошая, наблюдаются его сростки с кварцем. Источником минералов россыпи являются диопсидовые с гранатом прожилково-штокверковые зоны. Прогнозные ресурсы демантоидов по категории P₂ – 837 кг, в т. ч. в пойме – 483 кг; прогнозные ресурсы по категории P₂ (кг): платины – 12,5, золота – 25 [365].

Коренным источником демантоидов в шлиховом ореоле (IV-4-6) являются зоны диопсидитового прожилкования из зон меланжа, практического значения ШО не имеет.

Нефрит. Выявлен на проявлениях (III-4-17, 24, 27; IV-4-13, 14), приуроченных к метасоматическим породам – тремолититам, развитым в зонах дробления в серпентинизированных перидотитах куюльского и ганьчаланского ПК, глинистых сланцах ордовика (оленинская свита). Нефрит присутствует в виде жил, линз, представлен тремолитом, в основном белесого, иногда до травяно-зеленого цвета, реже пятнистой окраски за счет гидроокислов железа, блеск стеклянный, шелковистый, просвечивает в пластинках до 3 мм, текстура массивная, структура спутанно-волоконистая, гипидиоморфнозернистая. В основном может использоваться как поделочный камень и для кабоширования.

Проявление р. Ганкуваям (IV-4-14) приурочено к зоне меланжа северо-восточного простирания протяженностью 2,5 км при средней ширине 0,4–0,5 м среди серпентинизированных гарцбургитов куюльского ПК. В пределах зоны выделено шесть жил кварц-цоизитового и тремолит-серпентинитового состава. Протяженность жил – до 10–15 м, отдельных – 30 м, мощность – 0,01–0,08 м. Жилы сложены длинноволокнистым и скрытокристаллическим светло-зеленым тремолитом – 80 %, хлоритом, сфеном, гроссуляром. Камень выдерживает распиловку по пластинам толщиной 5–6 мм, принимает среднюю полировку, обладает высокими декоративными свойствами. При выходе сортового камня 20 % прогнозные ресурсы сырья составляют по категории P₂ – 600 т [309].

Горный хрусталь. В верховьях р. Куюл известно проявление горного хрусталя (III-1-3), приуроченного к кварцевым и пегматитовым жилам в гранитоидах приохотского ПК. Представлен друзами крупных кристаллов до

15 см в длину, к верушкам переходящего в морион. Кристаллы трещиноватые, мутные в нижней части и прозрачные в верхней. Практического применения не имеет.

Халцедон. *Проявления халцедона* (Ш-4-7, 12), расположенные на правобережье р. Таловка и в долине правого притока р. Куюлпиль зафиксированы в аллювии ручьев в виде гальки, размер которой колеблется до 8–15 см в поперечнике. Гальки составляют на отдельных участках долин ручьев до 30 % от аллювиальных отложений. Мощность аллювия варьирует от 0,3 до 1,5–3 м на отдельных участках долин. Халцедоны хорошо просвечиваются, цвет от медово-желтого до оранжевого, редко красного, 30–40 % с полосчатым строением, поверхность их бугорчатая или гладкая. Совместно с халцедонами часто присутствуют ярко-красные или пестроокрашенные яшмы, которые также могут применяться в качестве поделочного сырья. Качество халцедонов значительно снижает их трещиноватость. Содержание камнецветного сырья в галечниках – от 0,1 до 1,5 кг на 1 м³. Источником сноса этих проявлений, по видимому, являются эффузивы кытыймской свиты палеогена.

Обсидиан. В *проявлении Березовское* (VI-2-14) обсидиан в виде гнезд (0,3–0,5 м) прослеживается на расстоянии 0,7–1,0 км в туфах ветроваямского ВК. Он хорошо полируется, имеет красивый рисунок, коричневую, светло-коричневую окраску, но обладает высокой хрупкостью и трещиноватостью. Из-за низкого качества практического значения не имеет.

Агат. На территории листа известно три проявления агатов (II-5-9, IV-5-1, V-6-15). Все проявления связаны с базальтами, туфами кытыймской, кингивеевской свит, ветроваямского ВК, в основном встречаются в виде обломков в элювиально-делювиальных высыпках.

Агаты *проявлений правобережья р. Бурлыкч* (II-5-9) и *р. Энычаваям* (IV-5-1) серые, неяснополосчатые или с тонкоконцентрическим строением белого, серого, голубого, редко бледно-розового цвета, чаще интенсивно трещиноваты и потому не отвечают стандартным требованиям, предъявляемым к поделочным камням.

Проявление технического агата на северо-западном склоне горы Маллер (V-6-15) приурочено к крутой зоне трещиноватости северо-западного направления шириной 200 м, протяженностью около 2 км среди базальтов, туфов ветроваямского ВК. На площади 0,05 км² в делювии встречены обломки голубовато-серых агатов. В центре зоны, на площади около 1,5 км² в коренных породах встречены эти же агаты в виде неравномерно распределенных гнезд (5–12 гнезд на 25 м²) размером до 20 см в поперечнике. По декоративным качествам выделяются нерисунчатые (90 %), обладающие однородной (микро-, крупносферолитовой, волокнистой либо сноповидной) структурой и неясно-рисунчатые (10 %) с перемежающимися зонами разной структуры. По ГОСТ неяснорисунчатые относятся к третьему сорту агата поделочного и могут служить сырьем для камнерезной промышленности. Нерисунчатые разновидности соответствуют по качеству техническому агату. С наличием в пробе

сортового материала, проявление и зона трещиноватости, с которой оно связано, заслуживают дальнейшего изучения.

Яшмы. На южном склоне горы *Двуглавая* (V-3-28) на площади (0,5 × 1,7 км) обнаружены многочисленные обломки и валуны яшм. Окраска красная, розовая, серая. Рисунок пятнистый, менее развит полосчатый. Размер блоков – от 0,5 × 0,3 × 0,2 до 1,3 × 0,8 × 0,5 м. Камень имеет хорошие декоративные качества.

Сердолик. Проявления сердолика (II-3-14, 15) установлены в современных морских пляжевых песчано-галечных отложениях побережья Пенжинской губы, также в русловом аллювии р. Малая Шестакова. Цвет сердоликов красный, медово- и светло-желтый, прозрачные и полупрозрачные. Частота встречаемости гальки – около 1–1,5 кг на 1 км. Источником выноса гальки – сердолика, по видимому, являются галечники ранекской толщи и эоценовые гравелиты пальматкинской свиты.

Янтарь. На п-ове *Елистратова* в устье р. *Эпповеем* (IV-1-10) на участке современного пляжа длиной 2 км, отмечены обломки янтаря окатанной формы размером 0,5, редко до 1,5 см, красноватой, лимонно-желтой окраски. Янтарь поступает, по-видимому, из неогеновых отложений. В *приустьевой части р. Увальная* (II-4-4) в озерно-аллювиальных отложениях, представленных хорошо сортированным песчано-гравийным материалом и глинами, наблюдаются многочисленные линзовидные включения размером (5 × 20 см) бурых углей с янтарем. Последний встречается в виде отдельных агрегатов и зерен округлой формы размером до 1,5 см. Янтарь желтой окраски, смоляно-блестящий, хрупкий.

Все проявления янтаря практической ценности из-за низкой концентрации не представляют.

Окаменевшая древесина. Среди образований ветроваямского ВК отмечаются окаменевшие стволы древесины (VI-2-8) диаметром до 25 см. Мощность отложений – 2,5–3,5 м, протяженность пласта – 0,4–0,5 км, продуктивность – 1–2 ствола на 1 м². Дерево хорошо полируется, рисунок слабо выражен, коричневого цвета. Оценка проявления не проводилась.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Разнообразие распространенных на территории пород предопределяет наличие разнообразных строительных материалов. Почти все месторождения строительных материалов разведаны вблизи населенных пунктов.

Магматические породы

Средние и основные эффузивные породы. Месторождение среднее строительного камня *Топольник* (V-5-11) расположено в 16 км северо-западнее с. Хаилино. Месторождение представлено переслаивающимися кла-

столавами базальтов, андезитов, андезибазальтов и туфов ватынской серии. Породы обнажаются на площади 8 км², большая часть территории залежи перекрыта крупным щебнем с глиной, средняя мощность залежи – 1,2 м. Для пород характерна плитчатая отдельность (20–30 см) со сквозной протяженной системой трещин (20–60°), по плоскостям которых наблюдаются корочки карбонатов с гидроокислами железа. Вторичные изменения выражены хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием и серитизацией. Все изученные разновидности коренных пород обладают близкими физико-механическими свойствами и пригодны для получения щебня для заполнителя бетонов и в качестве бутового камня и щебня для дорожных покрытий. Балансовые запасы строительного камня на месторождении по категории С₂ составляют 1200 м³. Объем вскрышных пород (с верхним слоем мощностью 0,6 м трещиноватых и измененных разностей) при добыче строительного камня составляет 97,5 тыс. м³, коэффициент вскрыши – 0,1. Залежь не обводнена, горнотехнические условия благоприятны для открытой добычи.

Карбонатные породы

Известняки. Единственное известное на площади листа малое месторождение Таловское (IV-4-1) образовано известняками кингивеевской свиты. На месторождении выделены два участка: Таловский и Лекасынский. Таловский включает в себя три залежи, Лекасынский – пять. Детально изучена и разведана наиболее перспективная залежь № 3 Таловского участка. Другие характеризуются сложными горно-техническими условиями. Залежь № 3 имеет линзовидную форму субширотного простирания, крутопадающая. Длина по простиранию – 434,5 м, по падению – 150 м, средняя мощность – 85,5 м. Известняки мелкокристаллические, серовато-белые с массивной текстурой, реже встречаются тонкополосчатые разновидности, сложенные в основном кальцитом. Химический состав известняка (%): CaO – 51,52 %, MgO – 2,025, SiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃ – 4,17. Известняк пригоден для получения строительной извести, известковой муки, минеральной ваты, мраморной крошки и цемента. Месторождение пригодно для открытой отработки. Запасы известняков по категориям: В + С₁ + С₂ – 16,8 млн т.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Месторождения кирпичных глин изучались в четвертичных аллювиальных и прибрежно-морских отложениях. На площади листа известны два *малых месторождения* – с. *Каменское* и *Тиличкское* (III-5-7, VI-5-16). Обычно это – линзовидные или пластообразные залежи буровато-черных глин и серых глин с примесью супеси и суглинка, мелкого гравия мощностью 0,15–4 м. Сырье невысокого качества со средней пластичностью и слабой вязкостью. Глины в большинстве случаев засорены обломочным материалом и пригодны для изготовления лишь низкосортного кирпича марок «75–100» (III-5-7).

Месторождение Тиличкское (VI-5-16) расположено на берегу бух. Скрытая, в 4 км северо-восточнее с. Тилички. Полезное ископаемое слагает верх-

ную часть морской террасы. Вскрышные породы (0,16 м) представлены почвенно-растительным слоем. Химический состав глин сравнительно однородный (%): SiO_2 – 62,11–65,15; Al_2O_3 – 17,24–19,97, CaO – 2,17–4,17. Глины имеют хорошую степень вспучиваемости, при обжиге 1200 °С – коэффициент вспучиваемости без органической добавки равен 4,2, с органической добавкой – 8,8. Глины пригодны для производства кирпича марки «75», получения керамзитового гравия марок «250, 300, 350». ТКЗ КТГУ приняты на баланс запасы по категориям $B + C_1 = 774,3$ тыс. м³. Работавший 20 лет на этом сырье завод в 1979 г. закрыт как нерентабельный.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Месторождения песчано-гравийного материала связаны с аллювиальными четвертичными отложениями и разведывались в основном в районе населенных пунктов.

Всего в пределах листа известно шесть месторождений: два средних – Тиличикское (VI-5-19) и Авьявямское (VI-4-26), запасы которого подсчитаны, но не утверждены; четыре малых – Пионерское (III-5-8), Куюл (V-5-24), Авьявямское (VI-4-26), Эныльхин (VI-5-13). Все объекты представлены пластообразными залежами.

Месторождение среднее Тиличикское (VI-5-19) является единственным эксплуатируемым среди месторождений строительных материалов. Расположено на западной окраине с. Тилички. Залежь ПГС приурочена к высокой морской (15–20 м) террасе, разрез образований которой представлен галечно-гравийным материалом, скрепленным разнозернистым песком с редкими прослоями (мощность – от 0,2–0,4 до 1,7 м) илесто-глинистого состава, сортированных гравия и галечников. Мощность полезной толщи колеблется от 2 до 15,3 м (средняя 5,3 м), мощность вскрыши – 1,53 м. Примесь песка – в среднем около 30%. Согласно ГОСТ, полезное ископаемое пригодно для производства бетона марок до «400», гравийная составляющая после фракционирования – для гравийных покрытий автодорог. Запасы ПГС по категории C_2 составляют 1500 тыс. м³. Нарращивание запасов возможно за счет увеличения глубины отработки месторождения. Залежь в пределах контура подсчета запасов не обводнена, многолетняя мерзлота имеет островной характер. Разработка месторождения ведется открытым способом.

Песок строительный. Разведан на двух *малых по размерам запасов месторождениях: Аэродром и Опахля (III-5-11, V-5-16)* вблизи сел Каменское и Хаилино. Основой в них являются аллювиальные четвертичные отложения, в которых песок образует обычно линзообразные залежи. Мощность залежей – от первых метров до 10–15 м.

Месторождение малое Опахля (V-6-16) расположено в 4,5 км от с. Хаилино. Мощность залежи – 10–15 м. Песок мелкозернистый с линзами среднезернистого, примесь гравия до 13%. Площадь разведанного участка составляет 900 × 800 м. Отложения вскрыты на глубину 3,2 м. Средняя мощность полезной толщи до уровня грунтовых вод – 1,4 м, средняя вскрышных пород – 1 м. Песок пригоден как заполнитель для бетона. Запасы песка по

категориям $B + C_1 = 224,6$ тыс. m^3 , в том числе за пределами 100-метровой водоохранной зоны – 154 тыс. m^3 . Коэффициент вскрыши – 0,75. Горнотехнические и гидрогеологические условия на месторождении благоприятны для отработки.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глины бентонитовые. Проявления расположены на восточном побережье Пенжинской губы, в районе бух. Чемурнаут, мыса Нотатей, бассейна р. Галявтылевая (V-2-9, 2, 3). Встречаются в осадочных, туфогенно-осадочных отложениях мел-палеогенового (геткилинская свита), олигоценового возраста (оммайская, велолныкская свиты). Представлены пластами голубовато-белых, белых маслоподобных глин мощностью до 1,5 м, протяженностью до 70 м. Состав глин преимущественно монтмориллонитовый (до 70–80 %). В бух. Чемурнаут (V-2-9) в делювиально-солифлюкционных образованиях глины образуют плащеобразную залежь ($5 \times 10 \times 1,5$ м), состоящую из переслаивающихся слоев мощностью 0,3–0,7 м, белого, черного и коричневого цвета. По результатам технологических испытаний, глины во всех проявлениях пригодны для производства буровых растворов.

Глины красочные. На *правобережье р. Валовая* (VI-2-17) известно проявление глин красочных – минеральных красок. Представлено двумя залежами лимонитов мощностью 0,5–1,0 м и 5 м, занимающими площадь 0,022 и 0,025 km^2 , образующими существенно «лимонитовые» корки, с визуальным содержанием охры более 50 % по вулканогенно-осадочным породам ветроваямской свиты в зоне разлома. Лимонитовые охры также концентрируются в виде цемента в современном аллювии, отличаются густой коричневато-бурой окраской и могут быть пригодны для изготовления красителей.

Битумы. Все проявления (VI-1-2, 5, 6, 13, 17, 20, 27, 30) сосредоточены в пределах Пусторецкого прогиба, выполненного мел-палеоценовыми, палеоцен-эоценовыми и эоценовыми осадочными отложениями геткилинской, камчикской и ткаправаямской свит и вулканогенно-осадочными породами кинкильского ВК, характеризующимися повышенной микробитуминозностью. По своему характеру это выделения и примазки вязких смоляноподобных битумов в трещинах пород, придающих им нефтяной и керосиновый запах. На горе Укит (VI-1-5) в жеодах халцедоновых прожилков наблюдаются скопления летучей буровой жидкости с резким керосиновым запахом и возгорание газа, выделяющегося по трещинкам. Химический состав битумов (%): С – 86,34–87,75; Н – 9,85–10,80; О – 0,0–1,75; S – 0,36–0,38; N – 0,33–0,49; масла – 6,2–65,0; смолы спирто-бензольные – 6,91–35,72; смолы бензольные – 14,55; асфальтены – 1–26,62. Для них характерно высокое содержание хлороформных экстрактов (до 0,3 %). Битумы являются нефтяными и относятся к категории низших мальт. Геологические предпосылки, наличие коллекторских свойств (пористость песчаников местами достигает 12 %) может свидетельствовать о скоплении углеводородов в недрах описываемой территории.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа имеются проявления (источники) лечебных минеральных вод и один источник термальных вод.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Представлены 23 источниками (проявлениями), сконцентрированными в основном группами. По минеральному составу (преимущественно газовой составляющей) воды условно отнесены к сероводородным.

Сероводородные воды в основном представлены родниками, источниками, приуроченными к тектоническим зонам трещиноватости в аргиллитах, реже песчаниках алугинской, гаилхавиланской, пахачинской, ильинской, медвежжинской свит, а также в туфоосадочных породах кинкильского и ветроваямского ВК (VI-1-8, 12, 22, 23, 24, 28, 31; VI-3-10, 30; VI-4-17, 19, 22, 28, 32; VI-5-4, 5, 8, 23, 28, 29, 32, 34). По характеру излияния отмечаются источники нисходящие и восходящие, представленные единичными грифонами, дебит которых не превышает 1–4 л/мин, или группой грифонов с общим дебитом от 1 до 15 л/с, исключение составляет источник (VI-5-4), расположенный в горах Яхтынын, где вода бьет сильным грифоном и дебит его достигает 30–40 л/с. Воды во всех источниках холодные (от +4 до 10 °С), прозрачные, с запахом сероводорода, по составу сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, кислые или слабокислые (рН 4,6–7,1), мягкие. Минерализация обычно незначительная – 0,1–1,24 г/дм³, присутствуют сероводород, железо двух- и трехвалентное и SO₂. Источник (VI-4-32), расположенный на р. Лигинмываям, содержит газ с запахом бензина.

Специальных исследований минеральных вод в бальнеологических целях не проводилось.

Термальные источники расположены в районе южного берега лагуны Тикунa, в зоне надвига. Здесь в пределах 1,2 км установлены выходы термальных вод (VI-5-26). Их разгрузка осуществляется в виде нисходящих источников, приуроченных к трещинам в выходах аргиллитов говенской свиты на поверхность. По составу они гидрокарбонатно-натриевые. Температура воды – 36 °С. Бальнеологические свойства вод не изучались.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа Р-58 имеет сложное строение, представляющее собой сочетание геологических структур различной геодинамической природы и разного возраста заложения и формирования. Расшифровка закономерностей размещения полезных ископаемых проводилась путем выявления пространственных и генетических связей между объектами полезных ископаемых и окружающей их геологической обстановкой. В результате на карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых были выделены факторы контроля оруденения (металлотекты), определяющие возникновение и пространственное положение аномальных скоплений полезных ископаемых. Обычно это реально наблюдаемые на дневной поверхности конкретные геологические подразделения, тектонические структуры, поля пород, измененных гидротермально-метасоматическими процессами, а также выявленные прямые признаки полезных ископаемых (шлиховые ореолы и потоки, литохимические ореолы и потоки рассеяния полезных компонентов).

Несмотря на то, что история геологического развития территории была длительной – от раннего архея, собственно минерагеническая история начинается с поздней юры. Все более ранние геологические подразделения лишены синхронных интрузивных комплексов.

Единые полезные ископаемые или входят непосредственно в состав отложений – каменные и бурые угли (III-1-29, 32; III-5-16) или представляют минерализацию, генетически связанную со значительно более поздним магматизмом – серебра (II-1-15, 24), молибдена (II-1-23), цинка (II-1-27; III-1-12), меди (II-2-12; III-4-11; III-5-21); свинца (III-4-9) и др.

Продуктивными минерагеническими эпохами являются позднеюрская–раннемеловая, раннемеловая–раннеэоценовая, среднеэоцен–раннемиоценовая и среднемиоцен–четвертичная. Эти эпохи соответствуют выделенным возрастным эпохам геологического развития территории, разделяются стратиграфическими несогласиями и связаны с формированием крупных структур, в том числе со становлением Охотско-Чукотского, Западнокамчатско-Корякского, Центрально-Камчатского вулканических поясов.

Позднеюрская–раннемеловая минерагеническая эпоха проявилась главным образом при формировании образований Таловско-Майнского поднятия, пересекающего площадь листа по диагонали, а также образований чехла Кегалинского, Верхне-Пенжинского, Мургальского блоков Омолонского массива

и Ичевеевского, Авековского блоков Тайгоносского выступа. Все рудопроявления и пункты минерализации генетически связаны с плутоническими комплексами: куюльским габбро-дунит-гарцбургитовым – проявления и пункты минерализации хрома (III-3-21, 28; III-5-25; IV-2-9, 16, 17; IV-3-10, 13, 15 и т. д.), платины (IV-2-6, 7; IV-3-25; IV-5-2, 3, 4), золота и серебра (IV-1-13; IV-2-4; IV-4-10), проявления меди (IV-1-18; IV-2-12; IV-3-9; IV-4-8, 16); бебеканским комплексом щелочных сиенитов – минерализация редких земель (I-1-6); мургальским габбро-диорит-плагиогранитовым – минерализация золота и серебра (I-4-11, 19; I-5-18, 19), молибдена (I-4-20; I-5-7), меди (III-4-11), платины (I-5-15). Из нерудных полезных ископаемых в эту эпоху образовалось Галовское месторождение известняка (IV-4-1).

Раннемеловая–раннеэоценовая минерагеническая эпоха имеет важное значение в минерагении района. Она проявилась широко по всей территории. В северной части территории в ранне-позднемеловое время происходит тектоно-магматическая активизация в древнем фундаменте, формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) и образование оруденения, связанного с интенсивным магматизмом пояса. Ведущая роль принадлежит объектам серебряно-золотой адуляр-кварцевой и золоторудной кварцевой формаций. К ним относятся месторождение Сергеевское (I-4-6) и большое количество проявлений (I-1-20; I-2-13, 17, 21, 25; I-5-5; II-1-2, 3 и др.). Важны также проявления серебра серебряно-полиметаллической и серебряно-сульфидно-сульфосольной формаций (I-3-4; I-4-3; I-5-11, 14, 24; II-1-4; II-2-1 и др.); молибденовые – (II-1-19, 20, 21); свинцово-цинковые жильные – (II-1-5, 17, 22). В позднемеловое время в Ветвей-Укэляятском поднятии формируются рудопроявления хромитовой с платиноидами формации дунит-пироксенит-габбровых массивов вывенского комплекса (V-5-12, 14, 18, 19); оловорудно-силикатно-сульфидной (IV-5-11, 12; V-3-24; V-4-19, 21, 25); ртутной аргиллизитовой терригенной формации – месторождения Ясное (IV-6-9), Озерное (IV-6-10). В Валижгенском блоке Галовско-Майнского поднятия и Маметчинской мульде идут процессы образования каменного угля – месторождение Гореловское (III-3-4) и ряд проявлений (III-3-2, 3, 6, 8, 25, 29 и др.). В раннеэоценовое время в юго-восточной части площади района при становлении потатгытгынского вулканического комплекса локализуются проявления золота, серебра (V-6-17, 19); железа, урана (VI-6-1, 2); свинца (VI-6-30).

Среднеэоцен-раннемиоценовая минерагеническая эпоха связана со становлением Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса. Формируются объекты рудных формаций: золото-серебряной адуляр-кварцевой – месторождение Аметистовое (V-3-1), проявления (V-3-2, 4, 5, 6, 7, 8; V-4-5 и др.). Этой же формации, но преимущественно серебряные проявления (IV-4-22, 24, 26, 27, 28; V-4-7, 8, 9, 11 и др.); ртутной аргиллизитовой терригенной формации – месторождение Олюторское (VI-6-15).

Среднемиоцен-четвертичная минерагеническая эпоха состоит из двух этапов – средне-позднемиоценового и плиоцен-четвертичного. Минерагения средне-позднемиоценового этапа проявилась при формировании Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП). В это время образовывались крупные поля вторичных кварцитов, в которых выявлены проявления золота

золото-серебряной формации аунит-кварцевого типа (VI-3-8, 12, 13, 14, 15; VI-4-4) и, предположительно, молибденово-медно-порфировой золотосодержащей формации (VI-3-4, VI-4-13); месторождения самородной серы Ветроваямское (VI-4-2) и Малетойваямское (VI-3-6). В этот же этап восточнее ЦКВП в Тылговаямской впадине и Литкенском рифтовом прогибе накапливаются бурые угли Хаилинского (V-5-21) и Корфовского (VI-4-30) месторождений, а на юго-западе территории листа, в Паропольском рифтовом прогибе происходит образование залежей как бурого (VI-1-14, 19, 21; VI-2-4, 5, 6 и др.), так и каменного угля (VI-1-33, 34). *Плиоцен-четвертичный этап* – этап россыпеобразования, который характеризуется главным образом большим количеством россыпей золота в бассейнах рек Кондырева (I-6-7, 8, 12, 14), Ушканья (II-5-5, 6, 10, 11), Ветвистая (III-5-5, 6, 10, 13; III-6-14 и др.), Аковская (III-6-2, 3, 4, 5, 6, 12, 13 и др.); платины в бассейнах рек, дренирующих дунит-пироксенит-габбровые массивы вывенского комплекса позднего мела (V-5-4, 7, 13, 15, 17, 22 и др.).

Расположение минерагенических таксонов и их рудная специализация определяется размещением и комбинацией факторов 1-го и 2-го рода. К основным факторам 1-го рода относятся вмещающие стратиграфические подразделения (фактор вмещающей среды), интрузивные и субвулканические комплексы, гидротермально-метасоматические изменения, рудоконтролирующие разломы. Со всеми этими факторами пространственная, а часто и генетическая связь рудной минерализации не вызывает сомнений. К факторам 2-го порядка относятся вулканогенно-тектонические структуры, магматогенные поднятия, интрузивно-купольные морфоструктуры. Последние важны при прогнозировании россыпей. Важна интенсивность воздымания морфоструктуры. При умеренном и интенсивном воздымании вероятнее всего развитие мелкозалегающих россыпей – в блоках, относительно отстающих в росте, возможно формирование россыпей древних долин, которые сейчас погребены.

Основные структуры, составляющие территорию листа, в том числе Охотско-Чукотский, Западнокамчатско-Корякский, Централно-Камчатский вулканические пояса, располагаются в зоне активной континентальной окраины, которая характеризуется повышенной магматической и флюидальной активностью и, как правило, является областью полихронного и разнообразного по составу оруденения.

Территория листа расположена в пределах Охотско-Чукотского и Корякско-Камчатского минерагенических поясов, соответствующих в общих чертах Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и Курило-Камчатской островной дуге. Горючие полезные ископаемые сосредоточены в пределах Пенжинской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО), Олюторской перспективной нефтегазоносной области (ПНГО) в составе Притихоокеанской нефтегазоносной провинции (НГП) и в Западно-Камчатском и Ильпинско-Пахачинском угольных бассейнах.

Нефтегазоносность территории

На новейшей карте нефтегазогеологического районирования Российской Федерации и сопредельных стран СНГ (ВНИГНИ, 2012 г.), служившей осно-

вой для уточнения количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата по состоянию геолого-геофизической изученности на 1.01.2009 г., в границах листа Р-58 выделены Пенжинская самостоятельная перспективная нефтегазоносная область (СПНГО) и Олюторская ПНГО. Последняя входит в состав Притихоокеанской нефтегазоносной провинции (НГП). Кроме того, знаком «бесперспективные территории в районах с неглубоким (до 1000 м) залегающим складчатого основания» показана территория Пусторецкого бассейна [61], которая на тектонической схеме листа Р-58 рассматривается как юго-западная часть Паропольского прогиба.

Пенжинская СПНГО (10 НГ/Р₂-N₂) включает акваторию Пенжинской губы и далее, к северо-востоку, территорию Пареньско-Пенжинского прогиба. По современным представлениям, осадочный чехол ПНГО включает палеоген-неогеновые отложения, залегающие на складчатом (складчато-метаморфическом) фундаменте, возраст которого может варьировать от позднепротерозойского до эоценового. С другой стороны, по мнению В. В. Иванова, меловые отложения входят в состав осадочного чехла. Однако это обстоятельство не препятствует следующему заключению известного специалиста: «...Условия накопления и сохранения возможных залежей УВ в целом нельзя признать вполне отрицательными, поскольку в верхних частях разреза (K₂sn₂-KZ), где развиты наилучшие коллекторы, отсутствуют мощные и выдержанные покрышки, а там, где присутствуют основные флюидоупоры (K₁ap-K₂sn₁), гранулярные коллекторы отличаются плохим качеством» [61]. В осадочном чехле Пенжинской СПНГО практически отсутствуют толщи, обладающие нефтегенерационной способностью. Вялое протекание процессов нефтеобразования в породах апта-турона, по В. В. Иванову, можно лишь предполагать у юго-восточного борта прогиба. Однако в этих породах практически отсутствуют качественные гранулярные коллекторы, а там, где они обнажаются вдоль Таловско-Майнского антиклинория, в них не было обнаружено никаких следов нефти, малт или асфальтенов.

В то же время, учитывая наличие в разрезе угленосных толщ с преобладанием грубообломочных пород, можно рассчитывать на наличие в их разрезе горизонтов с высокими емкостно-фильтрационными свойствами. Однако в этих интервалах слабо развиты породы-покрышки. Их наличие можно предполагать лишь в наиболее погруженных частях бассейна, где слабо проявился палеогеновый вулканизм (прежде всего, Усть-Пенжинский и Кондыревский грабены).

В целом, справедливо заключает В. В. Иванов, Пенжинский бассейн по преобладающему составу слагающих его пород должен рассматриваться не как типично осадочный, а как вулканогенно-осадочный. Это обуславливает резкое снижение возможности широкого развития в нем выдержанных качественных коллекторов. Имеющиеся данные не дают оснований и для выводов даже об удовлетворительных условиях нефтеобразования. Реальные лишь процессы генерации УВ газов, но условия их накопления и, в особенности, сохранности «также не вполне оптимальны». Эти процессы могут быть реализованы преимущественно в апт-туронском и верхнесенонско-палеогеновом интервале разреза, причем на весьма ограниченных по площади участках некоторых из наиболее погруженных зон бассейна. Итоговый вывод – перспек-

тивы нефтегазоносности наземной части Пенжинской СПНГО весьма скромны [61].

Вместе с тем, по мнению специалистов ФГУП «ВНИГРИ», эта область обладает определенными перспективами не только газо-, но и нефтегазоносности. По результатам количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата по состоянию на 1.01.2009 г., начальные суммарные ресурсы (НСР) УВ всей наземной части Пенжинской СПНГО площадью 27,6 тыс. км² были оценены по категории D₂ в 204,0/145,4 млн т нефтяного эквивалента (н. э.), в том числе нефти 69,3/20,8 млн т (числитель – геологические, знаменатель – извлекаемые ресурсы) при средней плотности НСР УВ 7,39 тыс. т/км². Соответственно для наземной части СПНГО в границах листа Р-58 площадью 10,12 тыс. км² НСР УВ составляют 74,7/53,2 млн т н. э., в том числе нефть 25,4/7,6 млн т, газ растворенный 4,5/1,4 млрд м³, газ свободный 43 млрд м³, конденсат 1,8/1,2 млн т. При этом основная часть НСР УВ по этой оценке приходится на долю мезозойских отложений (63 %), а кайнозойские содержат лишь 37 %, в том числе доверхнеолигоценовые отложения – около 30 %, а верхнеолигоценовые–миоценовые – немногим более 1 %.

Учитывая известное положение о лучшей изолированности недр субаквальных частей осадочных бассейнов по сравнению с наземными [65], можно предполагать, что подводное продолжение Пенжинской СПНГО в акватории одноименной губы обладает более высокими (хотя тоже ограниченными) перспективами нефтегазоносности, чем сухопутные районы области. Результаты выполненных в 1989–1991 гг. морских сейсморазведочных работ по редкой сети профилей показали, что при мощности осадочного чехла более 4,5 км в нем выделяются пять сейсмокомплексов (снизу вверх): Д (среднеэоцен-нижеолигоценовый), Е (верхнеолигоцен-среднемиоценовый), С (среднемиоценовый), В (верхнемиоценовый), А (плиоценовый). К сожалению, среднеэоценовая часть разреза осадочного чехла осталась неизученной, а вследствие редкой сети профилей не удалось определить структуру и вышележащих интервалов разреза. Тем не менее, вслед за исследователями ВНИГРИ [122], можно рассчитывать, что в пределах акватории развиты качественные дельтовые коллекторы палеогеновой Пра-Пенжины (хотя, вследствие проявлений вулканизма в регионе, далеко уступающие по качеству коллекторам Пра-Амура на сахалинских месторождениях).

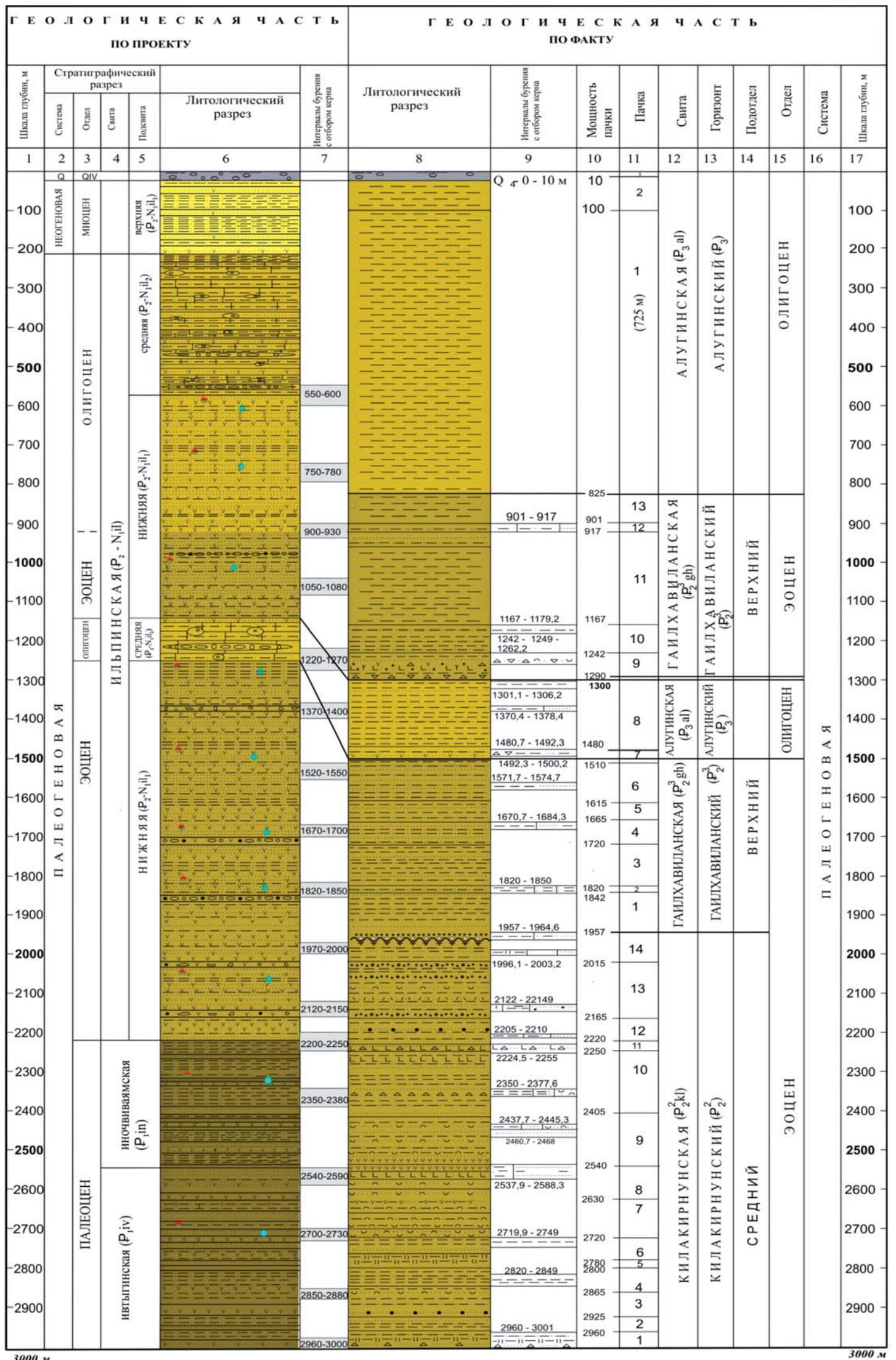
Вопрос заключается в изолирующих возможностях вышележащих интервалов разреза, с одной стороны, и продуцирующим потенциалом нефтегазоматеринских толщ. Решить эти задачи должны будущие сейсморазведочные работы по регулярной сети профилей и параметрическое бурение как обязательный завершающий элемент регионального этапа ГРП. По результатам вышеупомянутой количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, по состоянию геолого-геофизической изученности на 1.01.2009 г. прогнозные ресурсы субаквальной части Пенжинской СПНГО оценены по категории D₂ в количестве: нефть 16,2/4,9 млн т, газ свободный 16,2 млрд м³, газ растворенный 1,6/0,5 млрд м³, конденсат 0,2/0,1 млн т.

По-видимому, сопоставимыми перспективами нефтегазоносности (плотность НСР УВ 3–10 тыс. т/км², но ближе к нижней границе) обладает распо-

ложенная в крайней западной части Пенжинской губы часть прогиба, уходящего за рамки листа и не включаемого в состав выделенных элементов нефтегазогеологического районирования. По результатам редкой сети сейсмических профилей, мощность осадочного чехла в этой части акватории (около 2,5 км) редуцирована за счет эрозии верхних сейсмических комплексов. Осадочный чехол сложен (снизу вверх) снатолюско-гакхинским (среднеэоцен-нижнеолигоценным), утхолокско-кулувенским (верхнеолигоцен-нижнемиоценовым) и ильинско-какертским (среднемиоценовым) сейсмокомплексами. Отложения этолонско-эрмановского (верхнемиоценового) и энемтенского (плиоценового) СК эродированы (последний, возможно, не накапливался). Учитывая величину эрозионного среза (не менее 1 км), можно полагать, что в нижних секциях осадочного чехла происходят процессы генерации УВ. Формирование сейсмокомплексов в обстановке обособленного шельфа позволяет предполагать широкое распространение в разрезе коллекторских горизонтов. В зонах выклинивания возможны литологические ловушки. Слабая изученность района в пределах листа в настоящее время не позволяет оценить качество нефтематеринских пород, коллекторов и флюидоупоров, а также оконтурить структуры, перспективные на обнаружение залежей УВ. Для оценки перспектив этой части акватории необходима постановка комплексных геофизических исследований регионального этапа [326].

С учетом того, что на территории Пусторецкого прогиба выполнялись (2012–2014 гг.) сейсморазведочные работы в комплексе с гравимагниторазведкой с целевым назначением «изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности неоген-палеогеновых и верхнемеловых отложений» (в 2013 г. отработано 250 пог. км комплексных профилей), мы сочли возможным показать ее как перспективные земли без количественной оценки. При этом учитываются и результаты ранее выполненных геолого-геохимических исследований В. В. Иванова, предполагавшего «широкое распространение оптимальных зон возможной нефтегазоносности (ОЗВН)» в пределах Пусторецкого прогиба. Этот исследователь, наряду с осадочным выполнением, предполагал нефтегазоперспективность и складчатого основания бассейна в северной части последнего. Его вывод – «...оптимальные площади возможной нефтегазоносности занимают пространства бассейна (около 13 тыс. км²) преимущественно в пределах его центральной зоны, а также в Маметчинской мульде и на северо-восточной периклинали Кинкильского поднятия. Эти районы являются первоочередными для развертывания поисковых работ» [61].

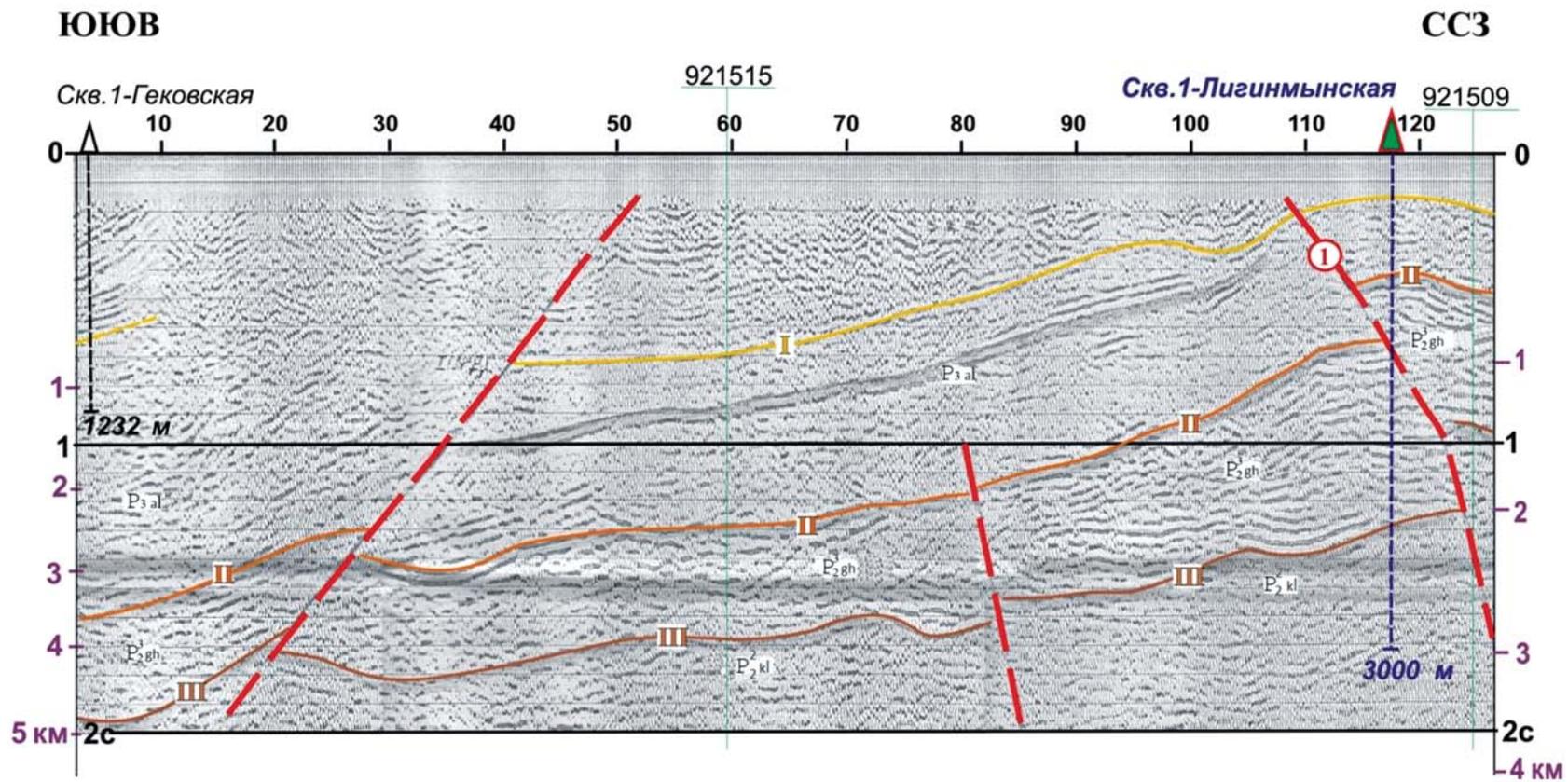
Для оценки перспектив нефтегазоносности Олюторской ПНГО (11 Н, Г₃/Р₂–N) основополагающее значение имеют результаты бурения параметрической скв. 1 Лигинмынской площади, начатой бурением 1.12.2010 г. и переданной в испытание 20.04.2012 г. Скважина была ликвидирована 30.08.2012 г. Главный результат – в процессе бурения признаков нефтегазоносности по керновому материалу, показаниям ГТИ и ГИС ни в прогнозируемых, ни в других интервалах выявлено не было. С учетом выявленных осложнений в процессе бурения, испытания в открытом стволе не проводились.



3000 м

3000 м

Рис. 12. Сравнительный проектный и фактический геологический разрезы скв. № 1 Лигиньминской параметрической.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

$P_3 al$ – алугинская свита, олигоцен

$P_2^{3 gh}$ – гаилхавиланская свита, олигоцен

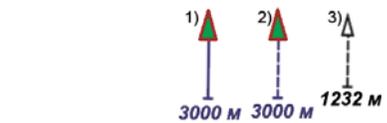
$P_2^{2 kl}$ – килакирнунская свита, олигоцен

I, II, III – условные отражающие горизонты (УОГ)

— разрывные нарушения

0 10 – пикетаж сейсмопрофиля (1пк = 100 м)

— пересечения демонстрируемых сейсмопрофилей



1–2 – проектируемая Лигинмынская параметрическая скв. 1 глубиной 3000 м (1 – в плоскости сейсмического сечения, 2 – спроецированная на сечение).
3 – пробуренная Гековская структурно-параметрическая скв. 1 глубиной 1232 м (спроецированная на плоскость сейсмического сечения).

Рис. 13. Временной разрез со скважинами 1 – Гековская, 1 – Лигинмынская [293].

В результате выполненных работ по бурению, исследованиям и испытанию параметрической скв. № 1 Лигинмынской площади можно сделать следующие выводы.

1. Фактически вскрытый скважиной разрез значительно отличается от проектного (рис. 12). По литологическим особенностям и биостратиграфическим характеристикам разрез расчленен на три толщи:

– в нижней толще мощностью 1043,5 м (в интервале 3000,5–1957 м) выделено 14 пачек туфогенно-осадочных пород. По спорово-пыльцевым комплексам и микрофауне фораминифер нижняя толща отнесена к среднеэоценовой килакирнунской;

– в интервалах 1957–1500 м и 1300–82 м распространена терригенная алевроито-аргиллитовая толща с прослоями песчаников. Эти отложения охарактеризованы комплексами спор, пыльцы и фораминифер, относящимися к гаилхавиланской свите позднеэоценового возраста. Полная мощность свиты, вскрытая скважиной, составляет 443 м;

– в интервале 1500–1300 м (поднадвиг) и 825–10 м вскрыта тонкообломочная терригенная толща. Она сложена преимущественно аргиллитами и глинами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Из нижней части этой толщи в поднадвиге выделены комплексы спор пыльцы и микрофауны, в том числе руководящие виды верхнего олигоцена. Данные отложения отнесены к алугинской свите олигоценового алугинского горизонта.

2. Данными ВСП в Лигинмынской скважине установлено, что в интервале глубин 1280–1350 м происходит быстрое падение скоростей сейсмических волн от 4100 до 3000 м/с, что подтверждает прогнозируемое в проекте надвиговое повторение разреза по стволу Лигинмынской скважины амплитуду его вертикального смещения в 670 м (рис. 13);

3. Петрофизическое изучение разреза параметрической скважины подтвердило, что основной объем вскрытых отложений представлен терригенными породами – от аргиллитов до песчаников, но по происхождению они – результат разрушения вулканогенных толщ (туфы и туффиты). Из глинистых минералов широко распространены иллит, хлорит и смектит, в меньшей мере монтмориллонит.

Открытая пористость изученных пород изменяется от 0 до 18 %, причем максимальные значения имеют породы нижней части гаилхавиланской свиты («нижнеильпинской подсвиты»). Абсолютная проницаемость изученных пород низкая.

4. Геохимические исследования ОБ пород и битумоидов показали, что в изученных образцах керна из разреза Лигинмынской скв. 1 отсутствуют породы с благоприятными нефтегазоматеринскими свойствами, несмотря на значительное содержание $C_{орг}$ (от десятых долей до 1–2 %). Все изученные образцы характеризуются чрезвычайно низким углеводородно-генерационным потенциалом. Низкая продуктивность ОБ изученных пород обусловлена переотложенностью компонентов и гумусового материала в его составе. По всем существующим классификациям изученные образцы относятся к очень бедным, преимущественно газоматеринским породам.

5. По окончании бурения скважины в эксплуатационной колонне испытано семь объектов, в открытом стволе испытан один объект. По результатам

полученных при испытании данных все объекты можно считать водонасыщенными, непродуктивными, с весьма низкими фильтрационно-емкостными характеристиками. Максимальный приток получен при испытании I объекта в открытом стволе (интервал 2905–2920 м), суточный дебит газированного флюида (глубинная проба) при Нстат. = 1170 м составил 0,51 м³. Минимальный приток получен на VI объекте (интервал 1900–1910 м): 0,085 м³/сут при Нстат. = 835 м. Из-за незначительного притока по объектам не удалось снять кривые восстановления давлений (КВД). По этой же причине не удалось получить полного восстановления уровня в эксплуатационной колонне после создания на пласты депрессий методом свабирования (от 800 до 1400 м на трех-четырёх гидродинамических режимах). Соответственно во всех отобранных пробах воды в их составе существенно преобладал фильтрат бурового раствора, а объективных характеристик пластовых вод не получено.

6. На всех объектах испытания отобраны глубинные пробы воды для проведения их полного химического анализа. Пробы газа из газированной глубинной пробы для полного компонентного анализа отобраны на шести объектах. Прямых признаков нефтегазоносности при испытании всех восьми объектов не обнаружено. Детально проведенные химические анализы глубинных проб в лаборатории Института Вулканологии ДВО РАН указывают на присутствие следов углеводородов в пробах газа.

В итоге анализа полученных результатов бурения сделаны следующие выводы:

1) углеводородный потенциал Вывенского прогиба преимущественно газовый;

2) промышленные газовые залежи в прогибе могут быть связаны преимущественно с коллекторами трещинного или трещинно-порового типов [293].

Одновременно авторы отчета отмечают, что наиболее интересную с геохимической точки зрения нижнюю часть разреза (глубина 2650 м) с содержанием РОВ от 0,18 до 0,44 % при S₂, равном 0,145–0,662 мг УВ/г породы, удалось изучить лишь до глубины 3000,5 м, при которой подошва килакирнунской свиты не была достигнута.

Ранее В. В. Иванов [61], обобщая результаты геохимических исследований сухопутной части Олюторской ПНГО, также пришел к выводу, что в осадочном чехле здесь развиты лишь породы с рассеянным ОВ, содержания которого в лучшем случае достигают кларковых значений. На этом фоне наибольшим нефтематеринским потенциалом обладают породы эоцен-олигоценового и раннемiocенового возраста. При их вступлении в зону мезокатагенеза (МК1–МК3) в них активизируются процессы генерации и эмиграции микро-нефти. На примере кайнозойских отложений Ильпинского полуострова О. К. Баженовой и А. С. Кореньковым [13] и В. В. Ивановым было показано, что емкостно-фильтрационные свойства потенциальных гранулярных коллекторов региона закономерно улучшаются вверх по разрезу параллельно снижению степени катагенеза (рис. 14).

Доминирующие среди песчаников и алевролитов граувакковые, вулканомиктовые и туфогенные разности уже на начальных стадиях мезокатагенеза подвергаются существенным вторичным изменениям, вследствие чего палеоценовые песчаники Ильпинского полуострова на границах МК3–МК4 харак-

теризуются средней общей пористостью не более 10–12 % при газопроницаемости не более 1,5 мД при медиане 0,01 мД. В вышележащих псаммитовых породах, особенно неогеновых, емкостно-фильтрационные свойства вполне удовлетворительны.

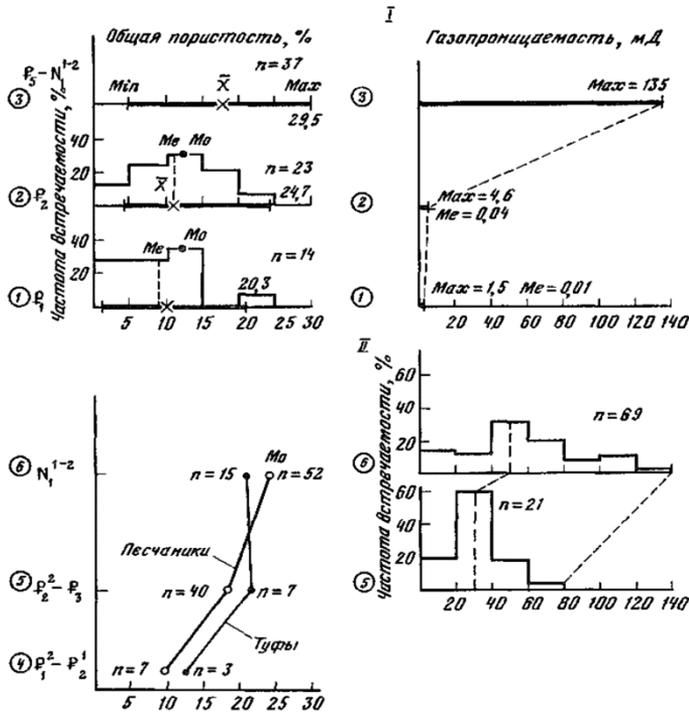


Рис. 14. Характеристики гранулярных коллекторов Ильпинского бассейна [61].

I – по данным Д. С. Несвита (1967 г.); II – по сводным данным, суммированным О. К. Баженовой и др. [13]. Свиты (цифры в кружках): 1 – ложноильпинская, такетуирская, орийская (P₁); 2 – кыланская, килакиркунская, ковачинская (P₂); 3 – алугинская (P₃), пахачинская (N₁₋₂); 4 – иночвиваямская, кыланская (P₂-P₃); 5 – килакиркунская, ковачинская, алугинская (P₂-P₃); 6 – пахачинская (N₁₋₂). Средние значения: x – арифметическое (крестики), Me – медианные (пунктир), Mo – модальные (точки).

Наилучшими экранирующими свойствами обладают глины олигоценых и эоценовых отложений (градации ПКЗ–МК1) с преобладанием в составе монтмориллонита и смешанно-слоистых минералов.

Среди локальных антиклинальных структур наиболее предпочтительны, по В. В. Иванову, те, которые приурочены к центральным районам осадочных бассейнов и обладают, как правило, более крупными размерами и простым строением. «Соответственно, оптимальные площади возможной нефтегазоносности расположены главным образом в пределах Литкенской, Корфовской, Восточно-Говенской, Северо-Олюторской мульд...» [61].

По результатам сейсморазвдочных работ (в комплексе с грави- и магнито-разведкой), выполненных в 2012 г. ОАО «Дальморнефтегеофизика», мощ-

ность осадочного чехла в пределах акватории превышает 4,5–5,5 км [326]. В его составе выделены пять сейсмокомплексов (снизу вверх): южноильпинско-кыланский (палеоген–нижний эоцен), килакирнунско-кыланский (палеоцен–нижний эоцен), килакирнунский (средний–верхний эоцен), алугинско-пахачинский (олигоцен–средний миоцен), корфско-классический (средний–верхний миоцен), лимимтэваямско-ольховский (плиоцен–четвертичный). Выполненные Ю. В. Рыбак-Франко с коллегами, помимо структурных построений, палеогеографические реконструкции и АВО-анализ (его целью был прогноз коллекторов) привели их к заключению, что «Основные перспективы обнаружения залежей УВ связаны с отложениями южно-ильпинско-кыланского сейсмокомплекса, характеризующегося оптимальным сочетанием коллекторов и флюидоупоров и преимущественно находящихся в благоприятных условиях консервации залежей» [326]. В составе килакирнунского сейсмокомплекса, формировавшегося в период углубления бассейна, коллекторов меньше. Коллекторы играют значительную роль в составе паханчинского сейсмокомплекса, формировавшегося на регрессивном этапе развития морского бассейна. Однако обычно глубины залегания коллекторов этого комплекса, как и вышележащего корфско-классического, характеризуются высоким гипсометрическим положением в пределах локальных структур, что резко ухудшает условия консервации возможных залежей УВ (рис. 15).

В полном соответствии и увязке с нефтегеологическим районированием смежного с юга листа О-58, в пределах Олюторской ПНГО выделены северные замыкания перспективных нефтегазоносных районов (ПНГР): Ильпинского (11.1 Н,Г₃), Корфовского (11.2 Н,Г₃) и Восточно-Олюторского (11.3 Н,Г₃). По мощности осадочного чехла (более 5 км) и по площади в пределах акватории листа Р-58 наибольшими перспективами характеризуется Восточно-Олюторский ПНГР. В его пределы с листа О-58 прослеживаются две перспективные зоны нефтегазонакопления (ПЗНГН): Лаврова ПЗНГН (11.3.1. Н,Г₃), приуроченная к западному борту Восточно-Олюторского прогиба и включающая одноименную локальную структуру блок 1, блок 2) и Восточно-Пылгинская ПЗНГН (11.3.2. Н,Г₃) с локальными структурами Илирская, Пылгинская, Восточно-, Северо- и Южно-Пылгинские.

Специалистами ОАО «Дальморнефтегеофизика» локализованные геологические ресурсы (категории D₂) Восточно-Олюторского ПНГР оценены в 38 млн т н. э. К наиболее перспективным объектам дальнейших ГРР отнесены структуры Лаврова блок 2 и Илирская [326].

НСР УВ всей наземной части Олюторской ПНГО (17,4 тыс. км²) были оценены специалистами ФГУП «ВНИГРИ» на 1.01.2009 г. в 152,7/98,2 млн т (удельная плотность 8,77 н. э.) при соотношении ресурсов в доверхнепалеоценовых и верхнепалеоцен-миоценовых отложениях 1,55 : 1. С учетом наземной площади ПНГО в рамках листа Р-58 (11,9 тыс. км²), ее НСР УВ составляют 88,8/57,1 млн т н. э., в том числе нефть 38,5/11,6 млн т, газ растворенный 6,8/2,9 млрд м³, газ свободный 43,4 млрд м³.

Учитывая скромную оценку нефтегазовых ресурсов площади листа О-58, эти ресурсы скорее всего не станут объектом промышленного освоения в ближайшие десятилетия. С учетом выполнения рекомендованных в объяснительной записке к листу О-58 дополнительных региональных геофизических

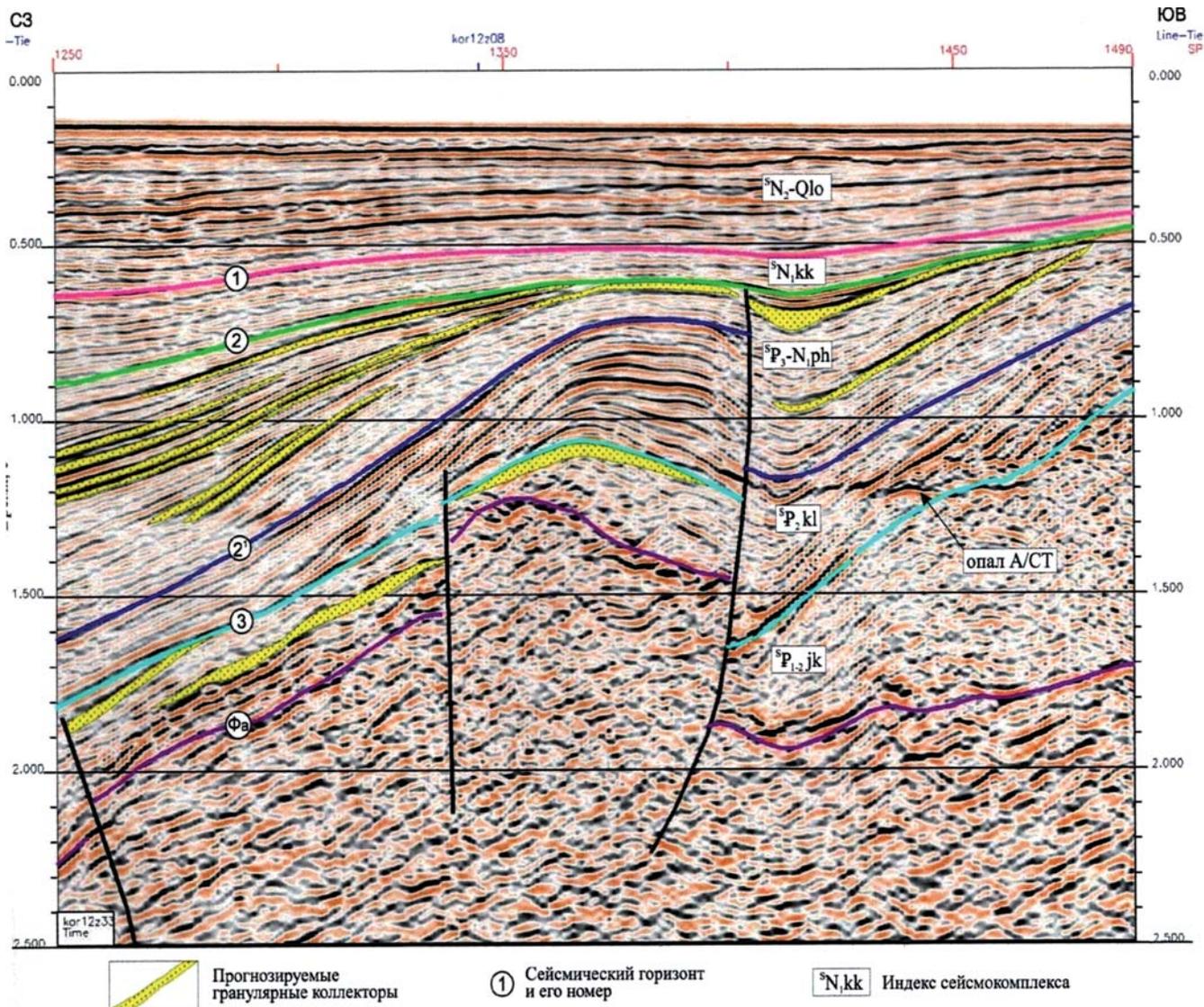


Рис. 15. Строение перспективной антиклинальной структуры Илirsкая. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю KOR12z33.

исследований Восточно-Олюторского ПНГР [326], региональный этап ГРР этого ПНГР можно считать завершенным (не считая необходимого параметрического бурения, которое на акваториях России в постсоветский период не выполняется).

Обязательной представляется отработка региональной сети комплексных геофизических профилей (сейсморазведка в комплексе с гравимагнитометрией) на всей акватории Пенжинской губы для выявления главных особенностей ее геологического строения и создания основы для оценки перспектив ее нефтегазоносности.

Угленосность территории

Угольные месторождения и проявления листа сосредоточены преимущественно на западе, юго-западе и юго-востоке его площади, где выделяются соответственно Западно-Камчатский и Ильпинско-Пахачинский угольные бассейны.

Западно-Камчатский угольный бассейн (8 УК, УБ/ K_2-N_2) протягивается на 220 км вдоль восточного побережья Пенжинской губы. В этой части бассейн состоит из двух угольных районов – Пенжинского и Пусторецко-Паланского.

Пенжинский угольный район (8.1 УК, УБ) охватывает площадь около 6400 км² от устья р. Пенжина до устья р. Куюлваям. Включает мелкие месторождения Гореловское (III-3-4), Эсгичнинваямское (IV-3-24) и более десятка проявлений каменного и, значительно реже, бурого угля. Каменный уголь мелового возраста, редко эоценовый. Бурый уголь эоценовый и эоцен-олигоценый. Угленосные формации с мощностью пластов угля от 0,8 до 10 м слагают маметчинскую, пенжинскую, быстринскую свиты в Маметчинской мульде. Угли преимущественно паралические, образовавшиеся в прибрежно-морской обстановке при климате, близком к субтропическому. Геолого-промышленный тип угля марки «Д» (длиннопламенный). Наиболее представительным месторождением является Гореловское с годовым объемом добычи от 3,8 до 12 тыс. т. Утвержденные по району ресурсы каменного угля категории P_1 – 25,3 млн т, категории P_3 – 534,6 млн т.

Пусторецко-Паланский угольный район (8.2 УК, УБ) занимает площадь около 9000 км² на юг от устья р. Куюлваям, уходя за площадь листа. Он представлен Среднеподкагерным (VI-1-15) месторождением и проявлениями (VI-1-1, 3, 7, 10 и др.) каменного угля, а также большим количеством бурого угольных проявлений (VI-1-14, 19, 21; VI-2-4, 5, 6 и др.). Каменный уголь имеет возраст палеоцен-олигоценый, лишь в двух случаях (VI-1-33, 34) миоценовый. Продуктивными для каменного угля являются отложения иргирнинской эоценовой и ратэгинской эоцен-олигоценовой свит. Каменный уголь марки паралический, образовывался в прибрежно-морских условиях в границах Среднеподкагерной и Иргирнинской синклиналей. Бурый уголь весь миоценовый. Буроугленосные формации слагают этолонскую и эрмановскую свиты в пределах Парапольского рифтового прогиба. Отложения свит имеют прибрежно-морской, дельтовый и аллювиальный генезис.

Ресурсы каменного угля по району на площади листа составляют (млн т): категории $P_1 - 19,2$; $P_2 - 19,2$; $P_3 - 701,8$.

Ильпинско-Пахачинский буроугольный бассейн (9 УБ/ N_1) заходит фрагментарно на юго-восточную часть территории листа, распространяясь на восток за пределы последнего. Северо-западная граница бассейна отвечает аналогичной границе Тылговаямской впадины. Южная граница бассейна проходит по границе акватории Берингова моря. На территории листа бассейн представлен Корфским угольным районом.

Корфский угольный район (9.1 УБ) площадью 4440 км² выделен в пределах Тылговаямской впадины, Литкенского рифтового прогиба, выполненных угленосными отложениями медвежжинской, пахачинской и классической свит миоцена. Район включает месторождения Корфское (VI-4-30), Хаилинское (V-5-21) и более 10 проявлений (V-6-7, VI-4-27, 29, 31 и др.) бурого угля. По вещественно-петрографическому составу угли гумолитовые класса гелитолитов, древесного и листового происхождения, технологической группы ЗБВ. Из минеральных примесей отмечается глинистое вещество. Формирование торфяников происходило в условиях неустойчивых сильно обводненных болот.

На Корфском месторождении авторская оценка штольневых ресурсов угля категории P_1 равна 15 млн т, для шахтной добычи ресурсы категорий $P_2 + P_3$ оцениваются в 450 млн т [168].

Утвержденные на 1.01.2010 г. прогнозные ресурсы бурого угля в Корфском районе составляют (млн т) по категориям $P_2 - 29,7$, $P_3 - 285$.

Охотско-Чукотский минерагенический пояс

Охотско-Чукотский минерагенический пояс охватывает северную часть листа в пределах Пенжинского сектора ОЧВП. Частично в границы минерагенического пояса включаются структуры его фундамента, минерагения которых полностью определяется тектоно-магматическими процессами ОЧВП. В пределах минерагенического пояса выделяются Верхне-Пенжинская, Тылхойско-Мургальская и Тайгоносско-Осиновская минерагенические зоны. Выделение минерагенических зон основано на структурно-формационном районировании и данных по распространению полезных ископаемых на территории листа. Минерагенические зоны отличаются друг от друга различным набором геологических формаций, характером рудоконтролирующих структур, особенностями магматической деятельности, строением фундамента рудовмещающих комплексов, формационными типами оруденения. В пределах минерагенических зон выделены установленные и прогнозируемые рудные районы и рудоносные зоны, которые представляют собой площади (1,5–10 тыс. км²), приуроченные к определенным структурам или узлам сочленения разнородных структурных элементов и оконтуренные по границам развития рудовмещающих геологических формаций, рудоконтролирующим структурам и ареалу распространения сходных по условиям локализации, составу и формационной принадлежности рудных объектов.

Площади (100–1500 км²) групповой локализации проявлений, пунктов минерализации в пределах рудных районов и рудоносных зон, а в отдельных случаях и вне их, соответствуют на КЗПИ в зависимости от своей формы рудным узлам или рудным зонам.

Верхне-Пенжинская свинцово-серебряно-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, Ag, Pb/K₁₋₂) незначительной своей частью заходит на площадь листа Р-58 в его северо-западном углу. Минерагенические таксоны более низкого порядка в этой зоне на территории листа не выделяются. Полезные ископаемые представлены единичными пунктами медно-кварц-сульфидной, серебро-полиметаллической и медно-порфировой минерализации.

Тылхойско-Мургалская серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (2 Au, Ag/K₁₋₂, QH) охватывает центральную часть Пенжинского сектора ОЧВП и протягивается в северо-восточном направлении от бассейна р. Гиллэнга до верховьев р. Мургаль на 250 км при ширине 50–70 км. Южная граница минерагенической зоны в юго-западной своей части проходит по глубинному Анадырскому разлому северо-восточного простирания, а в северо-восточной – по разлому, являющемуся границей Мургалского блока.

Минерагеническая зона охватывает площадь преимущественного развития полифациальных сложно дифференцированных ранне-позднемиловых субаэральных вулканогенных образований известково-щелочной серии (базальты–андезиты–дациты–риолиты), относящихся к внешней зоне ОЧВП. Плутонические комплексы представлены часто многофазными интрузиями нормальных и умереннощелочных гранитов, гранодиоритов, диоритов, монцититов, габбро, граносиенитов, которые наряду с субвулканическими телами контролируют размещение оруденения. Минерагеническая специализация зоны определяется широким развитием рудопроявлений и пунктов минерализации золото-серебряной формации.

В пределах Тылхойско-Мургалской минерагенической зоны выделен Холоховчан-Окланский руднороссыпной район и два прогнозируемых узла вне района – Кегалинский рудный и Гиллэнгинский россыпной.

Холоховчан-Окланский серебряно-золоторудно-россыпной район (2.1 Au, Ag) площадью 5400 км² расположен в центральной части Тылхойско-Мургалской минерагенической зоны (бассейны рек Хайоклан, Оклан, Холоховчан). Район представлен Сергеевским месторождением (I-4-6) и проявлениями (около 50) и пунктами минерализации золота и серебра эпitherмальной серебряно-золотой адуляр-кварцевой, реже золоторудной кварцевой формациями. В небольшом количестве выявлены проявления и пункты минерализации серебро-полиметаллической формации.

В размещении и локализации рудных тел района ведущую роль играют тектонические, магматические и литолого-стратиграфические факторы. Это серия рудо- и магмоконтролирующих разломов северо-восточного направления, субпараллельных Анадырскому разлому, а также узлы пересечения их с поперечными разломами; наличие рудогенерирующих ранне-позднемиловых интрузий пенжинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового и позднемиловых интрузий кубавеевского гранодиорит-гранитового комплексов. Покровные фации вулкаников являются рудовмещающими. Важным рудоока-

лизующим фактором является широкое развитие кварцевых жил и тесно связанных с ними зон гидротермально-метасоматических изменений, соответствующих верхней части метасоматической колонки (пропилиты, аргиллизиты, вторичные кварциты, адуляр-кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты). Указанные факторы частично или полным спектром проявлены на известных рудопроявлениях и распространяются на близлежащие площади, что повышает перспективы выявления новых золоторудных объектов. Золото-серебряное оруденение представлено в основном убогосульфидными крутопадающими жилами адуляр-кварцевого, кварц-карбонатного состава, с тенденцией увеличения с глубиной минералов свинца, цинка, меди, что может использоваться наряду с другими признаками как показатель степени эродированности конкретных объектов. Геохимические ассоциации (Pb, Zn, Cu, Ag, Sb) в первичных и вторичных ореолах близки к таковым на эталонном для данного района Сергеевском месторождении.

Геолого-промышленный тип рудопроявлений – жильные и минерализованные зоны в вулcano-плутонических поясах. Промышленные типы руд – серебро-золотой, золото-серебряный, серебряно-полиметаллический [184]. Основная часть рудных объектов сосредоточена в юго-западной части района и объединяется в Тылхойский прогнозируемый узел.

Тылхойский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (2.1.1 Au,Ag) занимает площадь 760 км² и включает 10 проявлений и восемь пунктов золото-серебряной минерализации, а также ряд проявлений и пунктов серебро-полиметаллической минерализации. Для большинства из них вмещающими являются нижнемеловые отложения тылхойской и ненеитской свиты. Это проявления Скалистое (I-2-19), Хайоклан (I-2-17), Камешки (I-2-21), Пологое (I-2-25), руч. Белый (II-2-8), Инмоква (II-2-7), Кварцевое (II-2-9) и др. Генетически, а некоторые (руч. Белый, Кварцевое) и пространственно связаны с интрузиями гранитоидов пенжинского комплекса раннего–позднего мела. Золото-серебряная минерализация локализуется в кварцевых жилах, жильных зонах, штокверках, зонах адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов и кварцевых брекчий. Жильные поля контролируются системой северо-восточных разрывных нарушений и секущих их северо-западных, оперяющих Шайбовеемский, Анадырский и Юлговеемский глубинные разломы. Рудоносные жильные тела приурочены к полям аргиллизитов, вторичных кварцитов и хлорит-карбонатных пропилитов, обнаруживающих тесную связь с интрузивными, субвулканическими телами и дайками разного состава. Сочетание геологических факторов, таких как состав рудных тел, зон метасоматитов, геохимический спектр эндогенных ореолов свидетельствуют о надрудном и верхнерудном эрозионных срезах известных рудопроявлений. Наименее эродированными и перспективными оцениваются проявления Хайоклан, Скалистое, Пологое. Геохимические ассоциации (Pb, Zn, Cu, Ag, Sb) в первичных и вторичных ореолах, сопровождающих рудные поля, близки или совпадают с таковыми на эталонном для данного района Сергеевском месторождении. Рудоносные и потенциально рудоносные площади достаточно отчетливо выражаются в геофизических полях положительными или отрицательными значениями магнитного поля, а также аномалиями урана, тория, калия.

Прогнозные ресурсы золота категории P_2 узла оценены по наиболее перспективному проявлению Хайоклан. Оно представлено зоной адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов, кварцевых брекчий и адуляр-кварцевого прожилкования общей протяженностью 850 м и шириной 150 м. Среднее содержание золота – 13 г/т, серебра – 1200 г/т. Утвержденные прогнозные ресурсы категории P_2 золота составляют 10 т, серебра – 1800 т (ЦНИГРИ, протокол № 2 от 20.12.2011 г.).

Другие проявления и пункты минерализации узла также представлены кварцевыми жилами и зонами кварцевого прожилкования. Выявлено около 300 жил длиной 30–1500 м, мощностью 0,3–5 м. Максимальное содержание золота достигает 42 г/т, серебра – 3460 г/т. Отмечаются и попутные содержания меди, свинца, цинка, мышьяка – до 1–2%. Площадь узла покрыта ГСР-50, но поисковая изученность рудных проявлений низкая. Утвержденные для узла прогнозные ресурсы категории P_3 равны 115 т для золота, 1520 т для серебра (МПР России, протокол 07–11/0347 от 12.08.2003 г.).

За пределами узла на северо-востоке района находится серебро-золоторудное месторождение Сергеевское (I-4-6) с утвержденными ресурсами по категории P_1 : золота – 30 т, серебра – 400 т. Как перспективные оцениваются проявления Подснежное (I-3-13), Водопадное (I-3-17), Встречное (I-3-25), Кубавеемское (I-4-8), р. Попутная (II-3-5, 6, 7, 8) и др. В пределах проявлений выявлено около 70 кварцевых жил, 19 линейных тел монокварцитов и вторичных кварцитов, ряд жильно-прожилковых зон и кварцевых штокверков (0,3–2 км²). Протяженность жил – 50–1000 м, мощность – 0,2–3,0 м. Жильно-прожилковые зоны прослежены на 100–3900 м при мощности от 1,0 до 100 м. Содержание золота – от 0,1 до 10–21,5 г/т, серебра – до 342,2 г/т.

Прогнозные ресурсы категории P_3 для этой площади района (без Тылхойского узла) составляют: золота – 46 т, серебра – 580 т.

Утвержденные суммарные ресурсы категории P_3 Холоховчан-Окланского района: золота – 161 т, серебра – 2100 т (ВСЕГЕИ, протокол № 04/14 от 5.06.2008 г.).

В составе Холоховчан-Окланского руднороссыпного района, охватывающего верховья бассейнов рек Оклан, Тылхой, Юлговаям, Холоховчан, выделены промышленные россыпи – Хайоклан (I-2-20), руч. Видный (I-3-8), руч. Жильный (I-3-15), Тузовка (I-3-18); непромышленные россыпи р. Белая (II-2-5), руч. Кедровый (I-2-22). Перспективы выявления новых россыпей связаны с левыми притоками р. Тылхой, бассейнами верховьев р. Юлговаям, долины р. Инмоква. Геолого-промышленный тип россыпей – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным мелким и тонким золотом.

Для формирования россыпей в районе важны факторы:

- геологический – наличие золоторудных объектов;
- геоморфологические – оптимальный эрозионный срез, приводящий к вскрытию оруденения; морфоструктуры, формировавшиеся в режиме слабых или умеренных поднятий; пограничные участки с разной интенсивностью новейших движений.

Утвержденные по району общие ресурсы россыпного золота категорий P_1 – 60 кг, P_3 – 3660 кг (ТКЗ, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Кегалинский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел (2.0.1 Au,Ag) расположен в междуречье Кегали–Акваам–Ичвувеем. Площадь его – 500 км². Узел представлен проявлениями золота и серебра Кегали (I-1-20), Кегалинское (II-1-2), Куйбэвеем (II-1-3); серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации, а также проявлениями свинцово-цинковой жильной (II-1-6, 12, 17), серебро-полиметаллической (II-1-9), молибденовой грейзеновой (II-1-14) формаций.

Рудоконтролирующими факторами для узла являются тектонический, структурный, магматический, стратиграфический, метасоматический:

– тектонический – Шайбовеемский глубинный разлом северо-восточного направления и оперяющие его субмеридиональные разломы обеспечивали функционирование рудно-магматических систем и формирование рудовмещающей Кубавеемской ВТС;

– структурный – основной рудовмещающей структурой является Кубавеемская ВТС;

– магматический – наличие генетической связи серебряно-золотого оруденения с субвулканическими риодацитами и дацитами позднемелового снежинского дацит-риолитового комплекса; проявления свинцово-цинковой жильной, молибденовой грейзеновой формаций с гранитоидами пенжинского комплекса раннего–позднего мела;

– стратиграфический – образования ниже-верхнемеловых чайвавеемской свиты и снежинской толщи вмещают проявления серебряно-полиметаллической и свинцово-цинковой жильной формаций;

– метасоматический – гидротермальные жилы и прожилки, жильные зоны кварцевого, карбонат-кварцевого, адуляр-кварцевого состава, локализирующие серебряно-золотое, серебро-полиметаллическое, свинцово-цинковое жильное оруденения связаны с кварц-гидрослюдистыми, адуляр-кварц-серицитовыми метасоматитами.

Всего выявлено около 25 жил и зон прожилкования протяженностью в отдельных случаях до 1100–3000 м. Около 65 % жил и зон имеют небольшую мощность и протяженность или представлены делювиально-элювиальными развалами кварца с невысоким содержанием золота и серебра (в единичных пробах содержание золота достигает 7,6 г/т, серебра–111,4 г/т).

Основным поисковым критерием выявления золото-серебряного оруденения являются наличие жил и зон прожилкования адуляр-карбонат-кварцевого, карбонат-кварцевого, адуляр-кварцевого и кварцевого состава с характерными текстурами – колломорфно-полосчатой, полосчатой, брекчиевой. К благоприятным геофизическим признакам относится наличие полей К-доминанты, приуроченных к участкам развития адуляр-кварц-гидрослюдистых и гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов.

Авторские ресурсы по узлу (т): золота $P_1 - 7,9$; $P_2 - 4,8$; $P_3 - 15,6$; серебра – $P_1 - 116$, $P_2 - 44$, $P_3 - 551$ [356].

Проявления серебро-полиметаллические и свинцово-цинковые в пределах узла практического значения не имеют.

Проводившая здесь поисково-оценочные работы Омолонская золоторудная компания (Магаданская область) прекратила работы, посчитав их бесперспективными. Отрицательными факторами для Кегалинского узла, по заклю-

чению компании, являются: небольшие ресурсы золота при невысоком среднем его содержании (8,6 г/т); подрудные срезы на отдельных проявлениях; удаленность от горнодобывающих предприятий (от месторождения Кубака), от энергосистем и путей сообщения, падающая цена на золото. Здесь предполагалось месторождение с запасами не более 7–15 т, а это компанию не устраивало.

Гиллэнгинский прогнозируемый золотороссыпной узел (2.0.2 Au) охватывает площадь 1100 км² в междуречье Парень–Гиллэнга. Здесь развиты шлиховые ореолы золота, коренным источником которых является серебряно-золотая, золотосодержащие серебро-полиметаллическая, серебро-молибденовая минерализации. Геолого-структурная позиция узла определяется выступами архейского ядра Омолонского срединного массива и его складчатого палеозойского обрамления, испытавших тектоно-магматическую активизацию при формировании ОЧВП. В породах Омолонского массива не исключено наличие высокопродуктивных для россыпеобразования коренной минерализации золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типа, известных на прилегающей части Магаданской области в аналогичной обстановке. Соседство всех разновидностей морфоструктур поднятия и стабилизации позволяют предположить здесь разновозрастной морфологический спектр вероятных аллювиальных россыпей. Узел охватывает приподнятую площадь с интенсивно расчлененным рельефом. Здесь имеются морфоструктуры с золото-серебряной, серебро-полиметаллической минерализацией, фиксирующей верхнерудный уровень ее денудационного среза, по периферии которого установлено развитие шлихового золота в долинах водотоков. Есть и морфоструктуры с серебро-молибденовой, молибденовой, медно-полиметаллической минерализацией, отражающие достаточно глубокий (нижне-среднерудный) уровень денудационного среза, что резко повышает перспективность дренирующих ее долин. Таким образом, минерагенические и геоморфологические предпосылки возможного россыпеобразования весьма хороши и подтверждаются прямыми поисковыми признаками в виде наличия россыпного золота в долинах участков. Это позволяет признать узел перспективным и рекомендовать опоскование речных долин в его пределах. Ожидаемый геолого-промышленный тип россыпей – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом. Возможны и аллювиальные глубокозалегающие (погребенные) россыпи.

Утвержденные прогнозные ресурсы категории P₃ россыпного золота по узлу составляют 802 кг (НТС УПР КО, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Тайгоносско-Осиновская платиново-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (3 Au, Ag, Pt/K₁–P₂, Q) прослеживается на территории листа в северо-восточном направлении на 320 км при ширине около 70 км. Южная граница ее с Пенжинской минерагенической зоной в целом соответствует границе между внутренней зоной ОЧВП и Пенжинской вулканической зоной и отвечает границе между Охотско-Чукотским и Корякско-Камчатским минерагеническими поясами. Геологические комплексы, развитые в Тайгоносско-Осиновской минерагенической зоне, продуктивны главным образом на рудное и россыпное золото. В пределах зоны выделены Хиузно-Ушканьинский серебряно-золоторудно-россыпной район и, вне рай-

она, Елистратовский платиново-золото-руднороссыпной узел. Кроме того, прогнозируются вне района Чалбукчанский, Микинский золотороссыпные узлы и Ниньчекский серебряно-золоторудный узел.

Хиузно-Ушканьинский серебряно-золоторудно-россыпной район (3.1 Au,Ag) площадью около 2600 км² выделен на северо-востоке минерагенической зоны в бассейнах р. Большой Чалбукчан, верховьев р. Ушканья, правых притоков р. Кондырева. Хиузно-Ушканьинский район находится в пограничной области между внутренней зоной ОЧВП и Пареньско-Пенжинским прогибом с наложенной эоценовой Пенжинской вулканической зоной.

В состав района входят проявления золота золоторудной кварцевой формации: р. Правая Кондырева (I-6-9), Увальное (II-4-3), Кургучан (I-5-2), Бар (II-5-3), Булу (II-5-2), Морось (II-5-4), Горный (II-5-8); проявление серебра серебро-полиметаллической формации Кедровое (I-5-22, 23, 24); пункты медно-серебряной (I-6-10, II-4-6, II-5-12) и молибденовой (I-6-11) минерализаций.

Факторами, контролирующими золоторудную минерализацию, являются:

– магматический – субвулканические интрузии кварцевых диорит-порфиров и дациандезитов эоценового кытыймского комплекса, а также интрузии позднемелового кубавеемского комплекса, являются рудогенерирующими для золота, серебра, меди, молибдена;

– структурно-тектонический – район находится в зоне влияния Орловско-Микинского глубинного разлома и оперяющих его нарушений;

– литолого-стратиграфический – наличие благоприятных для локализации оруденения меловых вулканогенно-терригенных пород усовской свиты и ушканьинской толщи.

Коренные источники золота локализуются преимущественно в зонах северо-западных нарушений и представлены рудными штокверками и жилами. Главными минеральными типами являются золото-кварц-сульфидный, серебро-полиметаллический золотосодержащий, молибденово-медный золотосодержащий. Эрозионный срез нижнерудный.

Авторские прогнозные ресурсы золота по категории P₂, подсчитанные по проявлению Горное, равны 18 т. Прогнозные ресурсы золота по категории P₃ на перспективных площадях, выделенных на основе геохимического опробования по потокам рассеяния, составляют 92 т. Они не были утверждены, так как по своим параметрам прогнозируемые золоторудные объекты относятся к мелким и экономически не эффективны для освоения [277]. Утверждены лишь ресурсы серебра по категории P₂ в количестве 700 т на проявлении Кедровое (МПР России, протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

Более богат Хиузно-Ушканьинский район россыпным золотом.

Главным фактором, благоприятным для россыпеобразования, является наличие интрузивно-купольных морфоструктур центрального типа с серебро-полиметаллическим и золоторудным кварцевым оруденением, имеющем нижнерудный срез.

В северо-восточной части района, в бассейне р. Кондырева группа промышленных россыпей находится в пределах Право-Кондыревской МФС: руч. Хемачанский (I-6-8), р. Прав. Кондырева (I-6-7), руч. Ясный (I-6-12), руч. Прав. Осинový (I-6-14); могут быть перспективными верховья левых

притоков р. Ушканья-3. Россыпь р. Кондырева уже отработана. Добыто 3258 кг золота.

В центральной части района россыпи связаны с Ушканьинской МФС: Ушканья-2 (II-5-5), Морось (II-5-6), руч. Горный (II-5-11), Ушканья-1 (II-5-10). Признаются также перспективными долины верховьев левых истоков р. Гильмитка, дренирующих МФС.

В юго-западной части района выделены две МФС центрального типа [277]. Одна из них – Чавайнинская – содержит пункт медной минерализации, свидетельствующий о наличии рудно-магматической системы, о золотоносности которой свидетельствует шлиховой ореол золота. Во второй – Тыллывиенской – оруденение неизвестно, но в долинах эродирующих ее водотоков отобраны многочисленные шлиховые пробы с золотом. Это дает основание признать ряд водотоков, эродирующих эту МФС, перспективными на выявление россыпей.

Фактором, определяющим геолого-промышленный тип россыпи в районе, является геоморфологический. В пределах относительно приподнятых МФС следует ожидать мелкозалегающие россыпи, тогда как на их сопряжении с аккумулятивными покровами переходной ступени следует ожидать и глубокозалегающие россыпи, как продолжение мелкозалегающих.

Утвержденные МПР России прогнозные ресурсы категории P_3 россыпного золота Хиузно-Ушканьинского района составляют 1601 кг, категории P_1 – 18 кг (протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

Чалбукчанский прогнозируемый золотороссыпной узел (3.0.1 Au) площадью 1500 км² охватывает бассейны среднего течения рек Ниньчех и Хиузная, верховья р. Холоховчан и левых притоков р. Кондырева.

Геолого-структурная позиция узла определяется его положением в поясе меловых гранитоидных интрузий и вулканитов юго-восточной периферии ОЧВП с развитием молибден-медно-порфирирового золотосодержащего оруденения (I-5-7, 8, 13), рудопроявлений золота и серебра (I-5-5, 6). Площадь узла охватывает морфоструктуры интенсивного и умеренного воздымания с вероятным развитием мелкозалегающих россыпей как современных долин, так и предположительно плиоценовых, приподнятых до уровня современных водоразделов. В междуречье Хиузная–Кондырева, западнее границы узла, устанавливается рудно-магматическая система золото-медно-порфирирового типа со среднерудным уровнем среза и известно несколько золоторудных проявлений. Россыпеобразующая способность РМС и золоторудных проявлений подчеркивается сопряжением с ними шлиховых ореолов золота на территории узла. Слабо и умеренно расчлененный рельеф здесь способствует россыпеобразованию. Это дает основание прогнозировать долинные россыпи геолого-промышленного типа – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом.

Утвержденные на 1.01.2003 г. прогнозные ресурсы категории P_3 россыпного золота Чалбукчанского узла равны 1125 кг (МПР России, протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

Ниньчекский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел (3.0.2 Au,Ag) выделяется нами впервые. Узел охватывает своими границами долины левых притоков р. Бол. Чалбукчан, верховья рек Ниньчех, Хиузная. Площадь узла –

660 км². Он объединяет ряд проявлений золота, серебра, меди, мышьяка, свинца, цинка: Ягельное (I-5-16); золота и серебра – р. Хиузная (I-5-17); золота, цинка, молибдена – Ус (I-5-19); а также проявления серебро-полиметаллические золотосодержащие (I-5-10, 11, 12, 14); платины, меди, серебра, никеля, кобальта, цинка – (I-5-15).

Рудопроявления приурочены к верхней части слабо эродированной рудно-магматической купольной системы, образованной интрузиями габбро, диоритов мургалского комплекса раннего мела и гранодиоритов пенжинского комплекса раннего–позднего мела. В геологическом строении узла участвуют усовский нижнемеловой и ильваваамский ниже-верхнемеловой вулканические комплексы, а также нижнемеловые терригенные отложения ненеитской свиты. Метасоматические изменения выражены ороговикованием, скарнированием, окварцеванием, пропилитизацией, аргиллизацией. На большинство этих изменений наложены кварцевые, кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования. Структура узла осложнена разломами северо-восточного направления, субпараллельными Орловско-Микинскому разлому и пересекающимися северо-западными разломами, субпараллельными Юлговьямскому разлому. При формировании руд рудогенерирующим и частично рудовмещающим фактором явились указанные выше интрузии. Фактором рудовмещающей среды явились также образования усовского, ильваваамского вулканических комплексов и ненеитской свиты. Магмо- и рудоконтролирующий тектонический фактор – северо-восточные и секущие их северо-западные разломы.

В пределах Ниньчекского узла присутствуют проявления различной рудно-формационной принадлежности – золоторудные кварцевые; золото-серебряные; возможно, молибденово-медно-порфиоровые (в отдельных случаях золотосодержащие), серебро-полиметаллические. Перспективными являются золоторудные кварцевые и золото-серебряные. Интерес представляют и остальные, в первую очередь, предполагаемая молибденово-медно-порфировая, тем более, что многие исследователи считают, что она является базовой рудной формацией для внутренней зоны ОЧВП [149, 150]. Поисковая изученность узла слабая. Здесь были проведены почти 50 лет назад ГСР-50 с общими поисками [230, 262], в результате которых район был признан перспективным.

При подсчете ресурсов в качестве узла-эталона нами был взят Водораздельный серебряно-золотой узел Илирнейского серебряно-золоторудно-россыпного района Охотско-Чукотской минерагенической провинции. Расположен этот узел северо-восточнее (лист Q-59) прогнозируемого нами серебряно-золоторудного Ниньчекского узла. Геологическое строение и поисковые признаки для обоих узлов сходные. Оба узла находятся в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Таким образом, геологическое строение, рудоконтролирующие, рудогенерирующие, рудовмещающие факторы, рудные формации для прогнозируемого Ниньчекского узла и узла-эталона Водораздельный близкие.

По Водораздельному узлу балансовые запасы золота (с учетом уже извлеченных) составляют 11,217 т, утвержденные ресурсы категории P₁ составляют 5 т, категории P₃ – 65 т. Общий минерально-сырьевой потенциал –

81,217 т. Площадь узла – 600 км². Удельная рудоносность равна $81,217 : 600 = 0,135$ т/км².

По серебру балансовые запасы составляют 15,725 т. Утверждены ресурсы категории P₃ – 3780 т. Удельная рудоносность составит $15,725 + 3780 = 3795,725 : 600 = 6,3$ т.

По прогнозируемому Ниньчекскому рудному узлу площадью 660 км² ресурсы золота будут соответствовать $0,135 \times 660 = 89,1$ т = 90 т; серебра – $6,3 \times 660 = 4158 = 4100$ т.

Коэффициент подобия принимается равным 1, так как Водораздельный узел-эталон не имеет повышенных запасов и ресурсов, а по геологическому строению и поисковым критериям узлы подобны.

В итоге по прогнозируемому Ниньчекскому рудному узлу авторские ресурсы золота категории P₃ составили 90 т; серебра – 4100 т.

При экспертизе паспорта узла оруденение отнесено к мезотермальному золото-кварцевому, расчет ресурсов предложено провести по Методическому руководству ЦНИГРИ, 2002 г. Удельная площадная продуктивность для рудных узлов вулканоплутонических поясов – 0,2–0,8 т/км², среднее – 0,5 т/км². Из-за слабой поисковой изученности предлагается ввести коэффициент подобия – 0,2.

Прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят $0,2 \times 660 \text{ км}^2 \times 0,5 \text{ т/км}^2 = 66$ т.

Ниньчекский ПРУ принят с прогнозными ресурсами категории P₃ 66 т золота (утверждено 10.06.2015 г., протокол № 19 БНПС Роснедра).

На площади Ниньчекского узла нами рекомендуются поисковые работы для комплексной оценки полезных ископаемых, прежде всего золота и серебра, с определением их ресурсов категорий P₂ и P₁.

Микинский прогнозируемый золотороссыпной узел (3.0.3 Au) площадью около 1080 км² выделен в междуречье Микина–Оклан в поясе интрузий пенжинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового комплекса раннего–позднего мела. Главным фактором, контролирующим россыпеобразование, является наличие в пределах узла ряда интрузивно-купольных морфоструктур, обычно идентифицируемых с РМС медно-порфирирового типа с концентрацией вокруг них шлиховых ореолов золота [312]. В пределах этих структур и вне их известны отдельные проявления медно-полиметаллической и золотой минерализации. Это при оптимальном эрозионном срезе в условиях расчлененного горного рельефа дает основание для выделения долин и их отрезков, перспективных для выявления россыпей в бассейнах рек Лыланто, Шестакова. Ожидаемый геолого-промышленный тип россыпей – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом.

Утвержденные на 1.01.2003 г. прогнозные ресурсы категории P₃ россыпного золота составляют 922 кг (МПР России, протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

Елистратовский платиново-золоторудно-россыпной узел (3.0.4 Au,Pt/J₃–K₁, Q_H) выделен вне руднороссыпного района на западном берегу Пенжинской губы, захватывая и п-ов Елистратова. Площадь узла (1180 км²) характеризуется сложным блоковым строением. Первенствующую роль в строении и рудообразовании играют интрузии позднеюрского–раннемелового

габбро-дунит-гарцбургитового куюльского и раннемелового диорит-гранодиорит-гранитового восточно-тайгоносского комплексов. Большая часть полезных ископаемых узла находится на п-ове Елистратова, представляющего одноименный блок Таловско-Майнского поднятия. При этом металлогения северо-западной части блока определяется главным образом интрузиями кварцевых диоритов восточно-тайгоносского комплекса. Здесь выявлены проявления золота Амто (IV-1-13), Горных Кузнецов (IV-2-4) золоторудной кварцевой формации, а также проявления и пункты серебро-медной минерализации (IV-1-7, 8, 15, 18; IV-2-12). Несомненно, рудогенерирующими являются вышеуказанные интрузии. Рудовмещающими явились частично сами интрузии, а частично нижнемеловые вулканогенно-теригенные породы мялекасыйской свиты. Важную рудоконтролирующую роль играет структурно-тектонический фактор. Структура площади проявления Амто определяется пересекающимися северо-западными и северо-восточными разрывами, по которым развиты зоны гидротермальных и метасоматических изменений, вмещающие кварцевые жилы и зоны прожилкования с золото-серебряной, реже медно-свинцово-цинковой минерализацией. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 коренного золота равны 6,18 т [220]. Ресурсы не утверждены из-за низких содержаний золота (1–5 г/т) и небольших параметров рудных тел.

В пределах узла выявлены три россыпепроявления золота: руч. Меридиан (IV-1-5), руч. Делевый (IV-1-9), Мелководнинская впадина (IV-1-12); две россыпи – руч. Кайдытен (IV-1-14), руч. Туфовый (IV-1-16). Источник россыпного золота россыпей Кайдытен и Туфовый – кварцевые жилы и жильные зоны проявления Амто. Для формирования россыпей в северной части узла важным фактором является наличие приподнятого блока низкогорного рельефа складчато-глыбовой морфоструктуры. Конформный ей комплекс представлен раннемеловыми гранитоидами восточно-тайгоносского комплекса с золото-серебряной минерализацией. Главным поисковым критерием для выявления россыпей в пределах узла является наличие большеплощадных шлиховых ореолов золота. Геолого-промышленный тип россыпей – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом. Утвержденные ресурсы категории P_1 россыпного золота по узлу составляют 602 кг (МПР России, протокол 07-11/0347 от 12.08.2003 г.).

Проявления коренных платиноидов (IV-2-6, 7) находятся в меланитизированных в зоне северо-восточного разлома позднюрских–раннемеловых образованиях куюльского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса. Гипербазиты серпентинизированы, карбонатизированы, окварцованы, превращены в линзообразные тела лиственитов. Содержания платиноидов, из которых преобладают иридий и рутений, – от 0,02 до 3,6 г/т. Попутно отмечаются хромшпинелиды (до 50,82 %), незначительные содержания никеля, кобальта, золота. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 коренных платиноидов – 0,35 т. Авторские прогнозные ресурсы категории P_3 платиноидов на всю площадь выходов гипербазитов п-ова Елистратова оцениваются в 0,66 т [220].

Прямым признаком россыпных платиноидов является наличие их в отдельных шлихах. Сопутствующим россыпеобразованию МПГ фактором яв-

ляется наличие рудопоявлений этих металлов в меланитизированных гипер-базитах. На областном уровне утверждено 40 кг ресурсов категории Р₃ россыпных платиноидов (НТС УПР Камчатской области, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Корякско-Камчатский минерагенический пояс

Вся южная часть листа относится к Корякско-Камчатскому минерагеническому поясу, который в целом соответствует Курило-Камчатской островной дуге и таким образом его южная граница уходит далеко за пределы листа. В составе пояса выделяются Пенжинская, Центрально-Корякская, Олюторская минерагенические зоны; Западно-Камчатская и Центрально-Камчатская мегазоны.

Пенжинская платиново-золотороссыпная минерагеническая зона (4 Au, Pt/P₃-Q) охватывает две крупные структуры: Таловско-Майнское поднятие и наложенную Пенжинскую вулканическую зону. В границах зоны выделены: Понтонейская россыпеносная зона и, вне района, Валижгенский узел, а также прогнозируется рудная зона Куюльская.

Понтонейская золотая россыпеносная зона (4.1 Au) вытянута по левому борту долины р. Пенжина в северо-восточном направлении от бассейнов правых притоков р. Таловка до бассейнов рек Аковская, Белая. Протяженность зоны – 127 км, ширина – 15–32 км, площадь 2920 км². Зона объединяет два установленных золотороссыпных узла – Понтонейский и Кичаваямский, а также один прогнозируемый – Сопочный.

Понтонейский золотороссыпный узел (4.1.1 Au) (1200 км²) охватывает бассейны рек Аковская, Ветвистая, Малый Упупкин. Узел представлен большим количеством (19) россыпей, наиболее крупными из которых являются: р. Горелая (Ш-6-3), р. Правая Горелая (Ш-6-5), р. Ветвистая (Ш-6-12), р. Дымная (Ш-6-13), р. Аковская (Ш-6-7), руч. Веза (Ш-5-1), р. Островковая (Ш-5-4). Структурно узел приурочен к Понтонейскому блоку Таловско-Майнского поднятия. Блок сложен терригенными породами нижнего–верхнего мела с эрозионными «окнами» терригенных пород среднего ордовика и вулканогенно-терригенных пород нижнего карбона. Относительно опущенный северо-западный блок сложен эоценовыми терригенными отложениями. Разломы контролируются силлами и штоками габбро, габбродиоритами, диоритами позднего мела. С интрузиями генетически связаны серебряно-золотая минерализация (Ш-5-3, 14, 18; Ш-6-10, 11). Эти объекты представлены метасоматитами (окварцованными и сульфидизированными породами) и гидротермалитами – маломощными кварц-карбонатными и барит-карбонатными жилами и зонами прожилкования с содержанием золота до 0,2–0,4 г/т. Не исключено наличие промежуточных коллекторов, которыми могут быть конгломераты раннего и позднего мела. Концентрации золота в пойменном аллювии достигают 16,99 г/м³.

Для формирования россыпей в Понтонейском узле важное значение приобретают следующие геологические и геоморфологические факторы:

– существование коренной золотой минерализации, послужившей источником образования россыпей. Это подтверждается присутствием в минерализованных зонах до 20 зн. свободного золота;

– большое количество мелких нарушений, параллельных главным структурообразующим Куюльско-Парапольскому и Понтонейскому разломам. Произошла дезинтеграция рудовмещающего материала, что облегчает высвобождение золота. Россыпи обогащаются на участках пересечения водотоков с разломами;

– предполагаемое наличие промежуточных коллекторов золота, которыми могут служить меловые конгломераты;

– длительный период размыва рудовмещающих отложений, приведший к полному вскрытию оруденения;

– наличие аккумулятивных форм рельефа. Они контролируют распространение россыпесодержащих озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений;

– хорошая террасированность долин в предгорьях Понтонейских гор, на границе морфоструктур Таловско-Майнского поднятия, Парапольского и Пареньско-Пенжинского рифтовых прогибов;

– наличие участков долин в горной части, наследующих разломы северо-восточного или северо-западного направления, с локализацией россыпей в современных и погребенных тальвегах или на плотике надпойменных террас.

Перспективы узла связаны с опосредованными долинами водотоков, по которым подсчитаны ресурсы, и с участками долин водотоков, выделенных на основании аналоговой ситуации. Выделение их основано на факте площадного распространения золоторудного кварцевого оруденения. Основным объектом поисков должны служить современные долины и палеодолины эоценовых рек, погребенные озерно-аллювиальными отложениями. Промышленный тип россыпей – аллювиальные мелкозалегающие с гравитационным золотом.

Утвержденная прогнозная оценка россыпного золота по узлу по состоянию на 1.01.2003 г. равна (т): категория P_1 – 1,089, P_3 – 0,948 (МПР России, протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.). Часть россыпей в настоящее время отработана.

Кичаваямский золотороссыпной узел (4.1.2 Au) охватывает бассейны верхних течений рек Тыклаваям, Харитоня, Кичаваям – левых притоков р. Пенжина. Эта площадь (400 км²) охватывает выступ нижнекарбонтовых терригенных образований харитонинской свиты в средней части Таловско-Майнского поднятия. Здесь выявлены россыпь золота р. Кичаваям (III-5-17) и россыпепроявления р. Вейхаваям (III-4-8), р. Харитоня (III-4-13), руч. Безымянный (III-4-10). Источником образования россыпного золота являются проявления золоторудной кварцевой (III-5-19) и медно-порфировой золото-содержащей (III-4-11; III-5-21) формаций в бассейнах рек Харитоня, Кичаваям. Вмещают проявления поля метасоматитов. Метасоматоз проявлен в интенсивном окварцевании, карбонатизации исходных пород. К полям метасоматитов приурочены зоны дробления (до 100–150 × 2–5 м) с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Метасоматиты и гидротермалиты приурочены к штокам диоритов, гранодиоритов позднего мела, с которыми они генетиче-

ски связаны. Интрузивные образования и рудоносные зоны приурочены к разломам или к узлам их пересечений.

В границах узла установлены три плутоно-купольные морфоструктуры, в пределах которых установлены интрузии, продуктивные на медно-порфировое и золото-кварц-сульфидное оруденение [277]. Бассейн р. Кичаваям в центральной части узла охватывает МФС со средне-верхнерудным срезом рудно-магматической системы. В настоящее время в долине р. Кичаваям известна недоразведанная россыпь с промышленными параметрами и балансовыми запасами 184 кг. Имеется ряд левых притоков р. Кичаваям, дренирующих наиболее оруденелую часть бассейна, которые остались непоискованными и составляют резерв для выявления новых россыпей.

В западной части узла МФС центрального типа охватывает бассейн р. Харитоня. Здесь известны проявления золота и полиметаллических руд, характеризующие верхнерудный срез данной РМС. Наличие верхнерудного среза явилось отрицательным фактором при образовании здесь россыпей. Вторым отрицательным фактором является то, что наиболее вскрытая часть РМС располагается непосредственно в зоне Понтонейского разлома, отделяющего Пенжинскую впадину от Понтонейского низкогорья. По всей видимости, потенциал данной РМС не был реализован в процессе развития рельефа, так как золотоносные продукты разрушения ее поступали преимущественно во впадину и разубоживались.

Перспективной является северная половина территории узла. На водораздельной седловине между левыми притоками р. Пенжина и левыми притоками р. Малый Упупкин известно золоторудное проявление золото-кварцевой формации (Ш-5-19). По всей видимости, данное рудопроявление может являться источником россыпей в долинах указанных выше водотоков. Данный вывод подтверждает находка самородка золота весом в несколько десятков грамм в верховьях левого притока р. Малый Упупкин.

Утвержденная прогнозная оценка россыпного золота по узлу по состоянию на 1.01.2003 г. равна (т): категория $P_1 - 0,056$, $P_3 - 1,135$ (МПР России, протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.).

Сопочный прогнозируемый золотороссыпный узел (4.1.3 Au) площадью 190 км² охватывает верховья правых притоков р. Таловка. Располагается он в пределах юго-западного замыкания Понтонейской структуры. Структурно-геоморфологическая позиция узла аналогична северо-восточному замыканию Понтонейской структуры, особенно бассейнов рек Дымная и Горелая. В центре Сопочного узла установлен шлиховой ореол золота площадью около 60 км² (Ш-4-15). Характеристика золота в шлихах позволяет предположить, что источником металла может являться золоторудно-кварцевое оруденение. Все это позволяет ожидать на площади Сопочного узла промышленные россыпи небольшой протяженности и высокой насыщенности в современных долинах и палеодолинах олигоценового возраста. При этом последние могут быть неглубоко погребены склоновыми и озерными осадками [277].

Утвержденные прогнозные ресурсы категории P_3 россыпного золота по узлу по состоянию на 1.01.2003 г. равны 1,610 т (МПР России, протокол 07-11/0347 – пр. от 18.08.2003 г.).

Несмотря на то, что в Понтонейской золотороссыпеносной зоне уже отработано много россыпей, она по-прежнему является наиболее богатым таксоном по прогнозным ресурсам россыпного золота для всего региона, отражая максимальную региональную продуктивность Таловско-Майнского поднятия.

Валижгенский платиново-золоторудно-россыпной узел (4.0.1 Au,Pt) расположен на восточном побережье Пенжинской губы, восточнее одноименного мыса. Соответствует северной части Маметчинской мульды. Площадь узла – около 1030 км², сложена терригенными отложениями свит от нижнего до верхнего мела, перекрытых олигоценowymi и миоценовыми терригенными отложениями. Эти отложения разбиты наклонными нарушениями и надвигами западного падения с большим количеством оперяющих трещин. По тектоническим нарушениям «вытащено» большое количество массивов и мелких тел гипербазитов куюльского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса поздней юры–раннего мела. В пределах узла выявлены россыпи золота с платиной: руч. Смятый (Ш-3-13), руч. Нежданный (Ш-3-20), руч. Гнус-Прибойный (Ш-3-24), руч. Золотой (Ш-3-30), а также рудопроявления золота (Ш-3-5, 10, 11, 12, 22), хромшпинелидов (Ш-3-21, 28). Рудовмещающим фактором для коренного золота и платины являются конгломераты маметчинской свиты нижнего–верхнего мела, сыгравшие роль промежуточного коллектора [266]. Золотоносность практически равномерно рассеяна по всем литологическим разностям. Что касается обломочного материала, то наибольшие содержания золота установлены в кварце; содержания золота и платины в конгломератах низкие и практического значения не имеют. Локализирующим россыпное золото и платину фактором является формирование современных аллювиальных отложений. Конгломераты маметчинской свиты были слабозолотоносными. Они покрывали всю территорию. В дальнейшем они неоднократно перемывались. Большая роль в этом принадлежала прибойно-абразионной деятельности трансгрессивных миоцен-плиоценовых морей. Золото концентрировалось вдоль береговых линий. Далее проецировалось в разрабатываемые водотоками долины. В дальнейшем долины водотоков при трансгрессиях и регрессиях моря неоднократно заносились и размывались. В итоге россыпи сейчас приурочены лишь к террасам низких уровней и пойме. В дальнейшем интерес представляют водотоки, заложенные в пределах тылового шва древней морской террасы 200–250 м уровня, также приурочены к тыльным частям миоценовой абразионной равнины (300–40 м). Здесь могут быть древние прибрежно-морские россыпи, которые в реках переформировались в аллювиальные.

Прямой поисковый признак для золотоносных россыпей:

– шлиховые ореолы и потоки золота с весовыми содержаниями.

Косвенные поисковые признаки:

– россыпи приурочены или тяготеют к полям развития конгломератов маметчинской свиты;

– максимальные концентрации золота находятся в россыпях, долины водотоков которых наиболее глубоко врезаются в отложения маметчинской свиты или расположены гипсометрически ниже полей их развития.

Геоморфологические факторы, имеющие важное значение при формировании россыпей в Валижгенском узле:

– участки долин с относительным равновесием привноса и выноса аллювия;

– сложный комплекс террас в сочетании с резким перегибом продольного профиля плотика;

– наличие фрагментов древних морских террас;

– участки долин, заложенные в пределах тылового шва древней морской террасы, а также в тыльных частях миоценовой абразионной равнины.

Основными перспективными объектами узла могут служить известные россыпные проявления с подсчитанными прогнозными ресурсами категории P_1 и прогнозируемые россыпные проявления водотоков, находящихся в аналогичной с известными проявлениями геолого-геоморфологической обстановке и опоискованные единичными выработками.

Валижгенский узел вмещает тела альпинотипных гипербазитов общей площадью около 90 км^2 . В хромитах, связанных с этими гипербазитами, известны содержания МПГ до $0,82 \text{ г/т}$. Авторские прогнозные ресурсы категории P_3 коренной платины составляют $0,9 \text{ т}$ [266].

Россыпные платиноиды везде идут попутно с россыпным золотом в соотношении $1 : 10$. Содержание их колеблется от единичных знаков до $0,19 \text{ г/м}^3$, в одной пробе – $1,0 \text{ г/м}^3$. Авторские ресурсы россыпной платины категории P_1 составляют $0,04 \text{ т}$ [266].

Всего по узлу утверждены на 1.01.2003 г.: прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_1 – $0,4 \text{ т}$; россыпной платины ресурсы категории P_3 – $0,04 \text{ т}$ (МПР России, протокол 07-11/0347 от 18.08.2003 г.).

Куюльская прогнозируемая платиноворудно-россыпная зона (4.0.2 Pt) площадью 1400 км^2 выделена на юго-западе Таловско-Майнского поднятия. Зона охватывает одноименный позднеюрско-раннемеловой габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс и вмещающие его преимущественно терригенные нижнемеловые кингивеевскую, тылакрьльскую, тихореченскую, кармалива-мскую свиты. Рудная зона включает коренные проявления (IV-3-25; IV-4-4; IV-5-2, 3, 4) и россыпи (IV-3-11, 16) МПГ, хрома (IV-3-10, 15, 23), меди (IV-3-9; IV-4-9, 17), серебра и золота (IV-4-10), а также проявления нефритовидов (IV-4-14), агатов (IV-5-1), асбеста (IV-3-8, 17, 22). Главную роль в рудоконтроле играет магматический фактор. Куюльский комплекс является рудовмещающим и рудоматеринским. Для нерудных полезных ископаемых основным является фактор метасоматических преобразований. Важным магмоконтролирующим фактором являются надвиги, по которым «выжаты» интрузии куюльского комплекса.

В интрузиях комплекса существует две группы платиноносных пород:

– ультрамафиты, их метасоматиты и гидротермалиты – золотосодержащая платиново-палладиевая ассоциация;

– хромититы с платиносодержащей родий-осмий-иридиевой ассоциацией.

Золотосодержащая платиново-палладиевая ассоциация носит рассеянный (акцессорный характер). Обе ассоциации относятся к платиноидносодержащей хромовой рудной формации, характеризующейся убогой непромышленной минерализацией платиноидов с осмий-иридиевой специализацией. Фор-

мация аналогична проявлениям Среднего и Южного Урала. Коренная минерализация МПГ также отмечается часто в зонах лиственитизации. Содержания (г/т): платины – до 0,3, палладия – до 0,389, рутения – до 0,018, золота – до 0,103, серебра – до 5,1.

Положительные факторы при оценке перспектив хромитовых руд:

– принадлежность куюльского комплекса к хромитоносной дунит-перидотитовой формации [116];

– наличие большого числа рудных скоплений в дунитах комплекса;

– высокое качество богатых по содержанию руд, которые по составу отвечают промышленному типу.

Отрицательные факторы для локализации хромитового оруденения и формирования промышленных проявлений следующие:

– незначительное по объему распространение дунитов в комплексе;

– высокая степень серпентинизации, способствующая разубоживанию руд;

– значительная степень тектонического преобразования пород;

– очень небольшие размеры рудных тел (10–30 × 0,3–1,0 м).

На современном уровне эрозионного среза перспективы хромитосности куюльского комплекса невысокие. Авторские прогнозные ресурсы хромитовых руд оцениваются в 5 млн т [309].

Золотоносность рудная связана с гидротермалитами и метасоматитами, но содержания золота невысокие и перспективы на коренное золото в целом отрицательные. Определенный интерес представляют проявления, связанные с родингитами, где содержания золота достигают 98,6 г/т, а содержание россыпного золота – до 0,52 г/м³ (участок верховьев р. Мелкая) [309]. Перспективы россыпной золотоносности следует рассматривать вместе с перспективами россыпной платиноносности.

В аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих интрузии куюльского комплекса, выявлены шлиховые ореолы рутений-осмий-иридиевых платиноидов. Все это результат ближнего сноса. Характеризуются небольшой протяженностью и невысоким содержанием МПГ. Общая протяженность перспективных участков долин водотоков – 40 км. Выявлены два россыпепооявления – рек Тихая (IV-3-11) и Весёлая (IV-3-16) с авторскими ресурсами P₂ соответственно 24 и 15 кг [294].

Геоморфологические факторы, имеющие важное значение при образовании россыпей платины в Куюльской зоне:

– хорошо выработанные (террасированные) речные долины, выполненные верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями, в пределах отпрепарированных интрузий ультрамафитов с установленными признаками платиноносности или золотоносности;

– достаточно глубокий уровень эрозионного среза отдельных интрузий куюльского комплекса;

– наличие реликтов (возможно погребенных) аллювиальных отложений с признаками платиноносности, пространственно отвечающих положению тальвегов более древних речных долин и выведенных на поверхность в пределах неотектонических поднятий (долины верховьев рек Гыйнынваям, Выгтылаваям).

Авторские ресурсы категории P₃ коренной платины – 3,4 т [277].

Утвержденные прогнозные ресурсы категории P_2 россыпной платины составляют 0,039 т; P_3 – 0,12 т (НТС УПР Камчатской области, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Центрально-Корякская оловянно-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (5 Au, Ag, Sn/ P_3 –Q).

Центрально-Корякская минерагеническая зона охватывает часть Корякско-Камчатской складчатой области между разломами: Куюльско-Парапольским с северо-запада, Малетойваямским с юго-запада, Ирунейско-Ватынским надвигом с юго-востока.

Северо-западная часть области представлена Парапольским прогибом, выполненный орогенными образованиями эоцен–олигоценного Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса. Юго-восточная часть области представлена Ветвей-Укэляйтским поднятием, сложенным терригенными флишоидными отложениями верхнего мела. Плутонические образования представлены олигоценowymi мелкими интрузиями диорит-гранодиоритовой формации.

Минерагеническая специализация зоны определяется золото-серебряным, оловянным, сурьмяно-ртутным оруденением.

В Центрально-Корякской зоне выделяются Энычай-Укэляйтская серебряно-золото-ртутная рудоносная зона с одним рудным узлом и Ичигин-Уннейваямский оловянно-серебряно-золоторудно-россыпной район с четырьмя узлами. Кроме того, вне рудного района выделен Ильвапинанский рудный узел.

Энычай-Укэляйтская серебряно-золото-ртутная рудоносная зона (5.1 Hg, Au, Ag) заходит частично на площадь листа Р-58 и представлена здесь Ляпганайским ртутно-рудным узлом.

Ляпганайский ртутно-рудный узел (5.1.1 Hg) площадью около 1000 км² охватывает бассейны рек Ляпганайваям, Мыянговаям, Найвалваям. Узел составляют ртутные месторождения Ясное (IV-6-9), Озерное (IV-6-10), проявления и ПМ (IV-6-5, 7, 11) ртутной аргиллизитовой терригенной формации. Выявлено также золотое проявление Живое (IV-6-6) и проявление серебра Аномальное (IV-6-4).

Основные рудоконтролирующие факторы – тектонический и литологический. Ртутное оруденение чаще пространственно приурочено к зонам брекчирования с кварц-карбонатным цементом по северо-восточным разломам и оперяющим их трещинам, в алевролитах и песчаниках вальенской свиты палеоцена и корякской серии верхнего мела. Предполагается и магматический фактор – генетически оруденение ртути связано скорее всего с олигоценowymi интрузиями корякского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса. Запасы и ресурсы ртути определялись лишь на месторождениях Ясное и Озерное. Запасы ртути категории C_2 оцениваются соответственно в 0,210 и 0,75 тыс. т. Авторские ресурсы категории P_3 на месторождении Озерное – 0,5 тыс. т.

На территории узла представляет интерес проявление золота Живое (IV-6-6) прежде всего тем, что от него образуется шлиховой ореол с весовым содержанием золота (IV-6-1) в верховьях р. Найвалваям.

Ичигин-Уннейваямский оловянно-серебряно-золоторудно-россыпной район (5.2 Au, Ag, Sn) площадью около 5080 км² охватывает левобережье

р. Куюл с бассейнами ее правых притоков – рек Уннэйваям, Ичигинваям, Уйвинваям, Куйвинваям. Выделен по концентрации золото-серебряных проявлений, шлиховым и литохимическим ореолам золота, серебра и сопутствующих элементов на площади развития орогенных вулканитов и их интрузивных комагматов продуктивной андезит-дацит-риолитовой формации эоцена–олигоцена. Основным промышленным объектом района, разведанным и подготовленным для промышленного освоения, является Аметистовое месторождение. Кроме того, здесь установлено около десятка слабоизученных рудопоявлений, а также ряд россыпей и проявлений. Ичигин-Уннейваямский район включает два рудных узла – Уннэйский, Айнаветкинский, и два руднороссыпных – Куюлваямский, Ичигинский.

Уннэйский прогнозируемый золото-серебрянорудный узел (5.2.1 Ag,Au) расположен в северо-восточной части Ичигин-Уннейваямского рудного района. Площадь его – 780 км². Узел объединяет ареал слабоизученных золото-серебряных и серебряных проявлений, среди которых известно более 10 слабоизученных проявлений – Рыхлое (IV-4-18), Надежда (IV-4-27), Финиш (IV-4-28), Ближнее (V-4-4), Кварцевое (V-4-7, 9), Иволга (V-4-12) и др. Линейное размещение рудопоявлений серебра в пределах узла контролируется Ванэтатским глубинным разломом, разделяющим Парапольский прогиб и Ветвей-Укэляятское поднятие. Рудовмещающими являются преимущественно кислые вулканиты велолныкского комплекса эоцена–олигоцена. Рудоносными являются кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и жильные зоны, реже зоны окварцевания и дробления, которые пространственно и генетически связаны с субвулканическими интрузиями велолныкского комплекса. Протяженность жил – до 1500–3500 м при мощности до 6 м. Общая протяженность жил – около 70 км. Содержание серебра – от 10–50 до 8107 г/т; золота – 0,1–2 г/т. Предполагается выявление, наряду с крутопадающими жилами, крупнообъемных залежей с прожилково-вкрапленным типом оруденения. Проявления серебра нами отнесены к серебряно-сульфидно-сульфосольной формации.

Утвержденные на 1.01.2003 г. МПР России прогнозные ресурсы серебра по категории P₃ по узлу были равны 1200 т (протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.). По результатам прогнозно-поисковых работ, проведенных в 2003 г., прогнозные ресурсы серебра категории P₃ были увеличены на 3500 т. В итоге утвержденные НТС «Камчатнедра» на 1.01.2007 г. ресурсы серебра по категории P₃ составили 4700 т, золота – 20 т при среднем содержании серебра 300 г/т, золота – 1,3 г/т (протокол № 11 от 18.06.2007 г.). Апробированные ЦНИГРИ ресурсы по состоянию на 1.01.2010 г. утверждены МПР России в прежнем объеме: серебро – 1200 т (протокол № 4 от 30.12.2011 г.).

Ичигинский серебряно-золоторудно-россыпной узел (5.2.2 Au,Ag) занимает площадь около 540 км² в бассейнах рек Ичигиннаям, Катальянаям, Тыклаваям. Узел включает крупное месторождение Аметистовое (V-3-1), 10 проявлений и ряд пунктов минерализации серебряно-золотых руд серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации. Наиболее представительными из них являются: Акрополь (V-3-7), Интересное (V-3-8), Омега (V-3-10), Спрут (V-4-5). В пределах узла выявлено около 300 жил и зон протяженностью 100–1600 м, мощность – до 9,6 м с вертикальным размахом от 100 до 500 м. Ос-

новными факторами, контролирующими рудоносность узла, являются структурно-тектонический, магматический и стратиграфический.

Важнейшая магмо- и рудоконтролирующая роль для Ичигинского узла принадлежит структурно-тектоническому фактору. Формирование серебряно-золотого оруденения Ичигинского узла связано с образованием Аметистовой (Тклаваямской) ВТС, представляющей собой рудно-магматическую систему, приуроченную к пересечению разломов северо-восточного, меридионального и субширотного направлений. Рудные тела месторождения Аметистовый и проявлений выполняют, как правило, радиальные и кольцевые склоны и отрывы. К ним же приурочены метасоматиты – пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты, адуляриты, адуляр-кварцевые, кварцевые и карбонатные жилы и зоны прожилкования, содержащие оруденение.

Магматический фактор рудоконтроля заключается в том, что генетически, часто и пространственно, серебряно-золотое оруденение связано с субвулканическими интрузиями андезитов, диорит-порфиритов велолныкского комплекса эоцена–олигоцена. Стратиграфический фактор – наличие покровных образований велолныкского комплекса (свиты), вмещающих оруденение.

Апробированные ЦНИГРИ и утвержденные МПР по состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы золота по категории P_1 равны 51 т, серебра – 203 т; ресурсы категории P_2 – 15 т, серебра – 2160 т (протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.).

Ичигинский узел перспективен и на россыпное золото. В геоморфологическом аспекте он расположен в пределах относительно слабоприподнятой морфоструктуры со слаборасчлененным сопочным и низкогорным рельефом, что является благоприятным фактором для россыпеобразования. В пределах узла известно одно россыпное проявление (поток) и ряд шлиховых ореолов с содержанием золота до 2,9 г/м³. Пространственно проявление и ореолы четко локализируются вблизи золото-серебряных рудопроявлений, в долинах низких порядков. Это дает основание, по взаимному расположению известных коренных источников и долин низких порядков с пологими или умеренными уклонами, не припятствующими концентрации мелкого золота (преобладает 0,1–0,4 мм) выделить перспективные отрезки речных долин. Крупные речные долины из-за активности флювиальных процессов признаны неперспективными для формирования россыпей. Всего выделено девять перспективных на россыпи отрезков долин с общей длиной 10 км. Утвержденные ресурсы россыпного золота по категории P_3 0,24 т (НТС УПР Камчатской области, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Айнаветкинский прогнозируемый серебряно-оловорудный узел (5.2.3 Sn,Ag) выделен в бассейнах р. Куйвиваям и левых притоков р. Уннэйваям. Площадь его – около 550 км². Узел объединяет серебряно-оловорудные проявления оловорудной силикатно-сульфидной формации: Дальнее (V-4-19), Восточное (V-4-20), Верхнее (V-4-21), Оленье (V-4-25), Мутное (V-4-26).

Основными факторами контроля рудообразования являются структурно-тектонический, магматический, стратиграфический, метасоматический. Рудопроявления находятся в зоне Ванэататского магморудоконтролирующего разлома, выраженного зоной повышенной проницаемости с широко развитыми разрывными нарушениями более высоких порядков и связанными с ними зо-

нами дробления и брекчирования. Рудоконтролирующей также является Мигитунупская ВТС с рудолокализирующими разрывами и трещинами различных направлений. Широко проявлены олигоценые интрузии гранит-порфиров коряжского комплекса, с которыми генетически связаны метасоматиты и гидротермалиты с многочисленными жилами и жильно-прожилковыми зонами. Песчаники и алевролиты коряжской серии верхнего мела являются вмещающими для кварцевых с хлоритом, серицитом, каолинитом жил, прожилков, зон прожилкования и брекчирования, зон окисления, которые играют роль рудолокализирующего фактора.

Прогнозные ресурсы категории P_1 : олово – 97,8 тыс. т, серебро – 950 т. Прогнозные ресурсы категории P_2 : олово – 70 тыс. т, серебро – 150 т. Ресурсы утверждены НТС ПГО «Камчатгеология» в 1989 г. С тех пор работы не проводились.

Куюлваямский прогнозируемый серебряно-золоторудно-россыпной узел (5.2.4 Au,Ag) площадью 540 км² выделен на юго-западе Ичигин-Уннейваямского района в верховьях рек Куюлваям, Уйвинваям. Здесь выявлены серебряно-золотые проявления, серебряно-золотой адуляр-кварцевой рудной формации. Площадь узла сложена вулканогенными образованиями велолынской свиты эоцена–олигоцена и терригенными отложениями коряжской свиты верхнего мела. Оба стратотона являются благоприятной вмещающей средой для серебряно-золотого оруденения. Рудогенерирующими являются гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры коряжского комплекса олигоцена. Важную магмо- и рудоконтролирующую роль сыграл тектонический фактор – узел находится в зоне влияния северо-восточных Ирунейско-Ватынского надвига и Ванэтатского разлома и, перпендикулярных к ним, северо-западных Куюлваямского и Малетойваямского разломов. Этим обусловлено развитие интрузий гранитоидов, развитие вторичных кварцитов и гидротермалитов.

Прогнозные ресурсы коренного золота по категории P_3 составили 35 т, серебра 100 т при средних содержаниях золота 14 г/т, серебра 40 г/т, по аналогии с Ичигинским руднороссыпным узлом [277]. Ресурсы апробированы ЦНИГРИ и утверждены МПР по состоянию на 1.01.2003 г. (протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.).

В 2007 г. ресурсы узла по категории P_3 были переоценены и составили: золота – 40 т; серебра – 120 т (протокол НТС Камчатнедра № 11 от 18.06.2007 г., протокол ВСЕГЕИ № 62/07 от 14.12.2007 г.).

Расположение на площади узла коренных источников золота и речных долин низких порядков благоприятно для накопления россыпей. Здесь известны шлиховые ореолы с довольно высокими концентрациями золота – до первых г/м³. Выделены отрезки речных долин общей протяженностью 10 км, которые могут представлять практический интерес на выявление россыпей золота геолого-промышленного типа – аллювиальных мелкозалегающих. Утвержденные ресурсы россыпного золота по категории P_3 – 0,24 т (НТС УПР Камчатской области, протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Ильватинанский прогнозируемый золото-серебрянорудно-россыпной узел (5.0.1 Ag,Au) выделен вне рудного района в северо-восточной части Центрально-Коряжской минерагенической зоны в междуречье Эссовеем–Таловка.

На территории листа он занимает площадь около 860 км², заходя немного на территорию соседнего с востока листа. Узел расположен в пределах Ильвапинанской вулcano-тектонической структуры, сложенной преимущественно покровными и субвулканическими образованиями дацитов, андезитов, диорит-порфиритов велолныкского комплекса эоцена–олигоцена. В меньшей мере развиты меловые осадочные породы маметчинской свиты и эссоевского вулканического комплекса, которые слагают основание ВТС. Все образования рвутся гранитоидами корякского комплекса олигоцена. В пределах узла выявлены зоны кварцевых метасоматитов, жильно-прожилковых зон, адуляр-карбонат-кварцевых жил с золото-серебряным оруденением серебро-сульфидно-сульфосольной золотосодержащей формации – Галанен (Ш-6-19), Сурьямный (Ш-6-18), Северный (Ш-6-21) и др. Протяженность отдельных жил и зон – 300–1500 м при мощности 0,5–10 м. Содержание серебра – до 1120 г/т, золота – до первых г/т. Наряду с полиметаллами присутствуют мышьяк, сурьма и олово. Рудовмещающим металлотектом является велолныкская свита. Рудогенерирующими являются гранитоиды корякского плутонического комплекса и субвулканыты велолныкского комплекса.

Апробированные ЦНИГРИ и утвержденные МПР по состоянию на 1.01.2003 г. (протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.) прогнозные ресурсы категории Р₃ серебра для всего узла равны 2600 т, золота – 20 т.

Перспективность Ильвапинанского узла на россыпное золото связана с расположением его на сопряжении южной части Корякского нагорья и Парапольской депрессии. Как уже говорилось выше, ВТС насыщена интрузиями гранитоидов корякского комплекса, с которыми пространственно и генетически связаны рудопроявления серебра и золота с полиметаллами и медью, что отражает наличие рудно-магматической системы на средне-верхнерудном уровне эрозионного среза. РМС рассекается водотоками, русловые отложения которых содержат спародически встречающееся золото в знаковых концентрациях, что подтверждает перспективность узла на обнаружение россыпей.

Утвержденные НТС «Камчатнедра» ресурсы россыпного золота по категории Р₃ для всего узла равны 0,8 т (протокол № 11 от 18.06.2007 г.).

Луловаямский золото-платиновороссыпной узел (0.0.1 Pt,Au/Q) (вне минерагенической зоны и района) площадью 670 км² расположен в бассейне р. Майнгылуловаям. Узел выделен в пределах одноименной МФС ЦТ [277], в зоне Ирунейско-Ватынского надвига, по которому верхнемеловые терригенные отложения корякской серии надвинуты на терригенно-вулканогенные породы ватынской серии того же возраста. Часть отложений корякской серии превращена в полимиктовый меланж. Интрузивные образования представлены габброидами вывевского комплекса позднего мела. Здесь известны россыпь платины Кайлуловаям (V-6-5), пункты минерализации полиметаллов (V-6-2, 3), весовые содержания золота в отдельных шлиховых пробах. Эти факты позволяют считать площадь перспективной на выявление россыпей золота. Для узла прогнозируется 2,9 км длины продуктивной гидросети и 85 кг золота прогнозных ресурсов категории Р₃ [277]. Ресурсы утверждены НТС «Камчатнедра» (протокол № 11 от 18.04.2003 г.).

Олюторская серебро-золото-платиноворудно-россыпная минерагеническая зона (6 Pt,Au,Ag/K₂-P₃, Q) соответствует одноименной структурно-

формационной зоне. Вытянута в северо-восточном направлении, охватывая бассейны рек Култушная, Авъевая (Тиличики), Вывенка. На юго-западе у нее граница с Центрально-Камчатской минерагенической зоной, на северо-западе – с Центрально-Коряжской, а на юго-востоке ее границей являются береговые линии заливов Анапка, Корфа и Олюторский.

В пределах Олюторской зоны развиты интрузивные, вулканогенные и терригенные комплексы мела, палеогена, миоцена. Миоценовые терригенные отложения содержат бурые угли. С палеогеновыми, преимущественно с вулканогенными образованиями, связаны проявления золота, полиметаллов, сурьмы, мышьяка, сурьмяно-ртутные месторождения. С основными–ультраосновными интрузиями позднего мела связаны главные полезные ископаемые Олюторской минерагенической зоны – платиноиды.

В Олюторской минерагенической зоне выделены Ватынско-Вывенская платиновая руднороссыпеносная зона и Говенско-Алугинская ртутно-медно-золотая рудоносная зона.

Ватынско-Вывенская платиновая руднороссыпеносная зона (6.1 Pt) узкой полосой протягивается в северо-восточном направлении на 200 км и шириной 10–15 км, в районе Сейнав-Гальмознанского узла расширяется до 40 км. Площадь зоны на территории листа – 4400 км². В пределах листа зона включает более 10 разной величины массивов вывенского габбро-клинопироксенит-дунитового комплекса позднего мела, которые находятся в аллохтонном залегании и контролируются Ирунейско-Ватынским надвигом, по которому кремнисто-вулканогенные образования Олюторской структурно-формационной зоны надвинуты на терригенные отложения Центрально-Коряжской.

Сейнав-Гальмознанский платиноворудно-россыпной узел (6.1.1 Pt) площадью около 990 км² включает Гальмознанский, Сейнавский, Навкырский, Имланский массивы вывенского комплекса, а также бассейны дренирующих их водотоков.

Факторами, контролирующими размещение полезных ископаемых в пределах узла, являются магматический, тектонический, стратиграфический, геоморфологический. Магматический фактор ведущий. Проявления и пункты минерализации платины сосредоточены в Гальмознанском и Сейнавском габбро-клинопироксенит-дунитовых массивах. Они также служат основным россыпеобразующим источником платины. Коренная платина приурочена к дунитам (V-5-9, 12, 14, 18, 19). В габброидах локализованы проявления железа (V-5-6, 10).

Тектонический фактор является магмоконтролирующим, а в сочетании с магматическим играет также важную роль в размещении россыпных месторождений платины. Структурное положение Сейнав-Гальмознанского узла определяется его приуроченностью к Сейнавскому аллохтону, в пределах которого среди вулканогенно-кремнистых позднемеловых образований ватынской свиты заключены Гальмознанский и Сейнавский массивы. В основании покрова, где массивы контактируют с терригенными отложениями, образуется серпентинитовый меланж. Эти тектонически переработанные серпентинизированные ультрамафиты в процессе выветривания дезинтегрируются, что приводит к быстрому высвобождению платины и образованию россыпей за короткий промежуток времени.

Стратиграфический фактор играет важную роль в размещении месторождений россыпной платины. Основные перспективы россыпной платиноносности связаны с пойменными и террасовыми позднеплейстоценовыми аллювиальными отложениями первой и третьей ступеней. Для выявления погребенных россыпей важны эоплейстоценовые плотносцементированные валуно-глыбовые селевого и аллювиального генезиса, обломочный материал которых представлен дунитами. Эти образования, по-видимому, служили промежуточным коллектором платины при формировании современных аллювиальных россыпей.

Геоморфологический фактор важен при поисках россыпных месторождений. Наиболее перспективны участки хорошо террасированных долин водотоков второго–четвертого порядков, размывающих гипербазитовые массивы.

В пределах узла выделяются три генетически связанных между собой платиноносных комплекса геологических образований:

- Гальмознанский и Сейнавский габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы с коренным платиновым оруденением;

- полигенетические террасы, представляющие собой промежуточные коллекторы рассеянной платиновой минерализации с продуктивными горизонтами промышленных параметров;

- аллювиальные отложения россыпной платины.

Наиболее представительным и перспективным является Гальмознанский массив, который имеет концентрически-зональное строение, представляя в структурном плане бескорневую тектоническую пластину. Центральная часть массива сложена дунитами, которые к краевым частям сменяются верлитами, клинопироксенитами, габбро.

В южной и центральной частях массива установлена группа проявлений и пунктов минерализации платины полосой протяженностью 10 км и шириной 200–1000 м. Эта полоса приурочена к центральной зоне дунитового ядра. Оруденение связано с хромитоносными дунитами и локализуется преимущественно в перекристаллизованных гиганто-крупнозернистых разностях. Содержание платины – от 0,1 до 931 г/т [284]. Другие проявления и пункты минерализации платины, близкие по составу, прослеживаются полосой с юга на север по водоразделу Гальмознанского массива на расстояние около 8 км.

Сейнавский массив имеет такое же строение как и Гальмознанский, но доля габброидов несколько больше. Он также представляет тектоническую пластину мощностью 1300–1400 м. Содержания МПГ в крупнозернистых дунитах достигают 20 г/т.

Всего по узлу прогнозные ресурсы коренной платины по категории P_3 составляют 45 т (Протокол НТС территориального агентства по недропользованию № 28 от 11.09.2007 г.).

В 2006–2010 гг. ЗАО «Корякгеолдобыча» выполнило первый этап поисково-разведочных работ на коренную платину и россыпи высоких террас Сейнав-Гальмознанского узла. В итоге работ прогнозные ресурсы коренной платины по категории P_1 составили 9,3 т; категории P_2 – 17,8 т.

Таким образом, на 1.01.2014 г. авторские прогнозные ресурсы коренной платины по узлу составляют: категория P_1 – 9,3 т; P_2 – 17,8 т; P_3 – 17,9 т.

На территории узла выявлено девять месторождений россыпной платины. Большая часть россыпей платины приурочены к юго-западной периферии Гальмознанского массива. Здесь известны россыпи ручьев Ледяной (V-5-17), Южный (V-5-22), Пенистый (V-5-13), Ветвистый (V-5-8), Сентябрь (V-5-20), Янтайлыгинваям (V-4-24); между массивами Сейнав и Гальмознан находится крупная россыпь р. Левтыриновая (V-5-15). Россыпь руч. Ясный (V-5-7) тяготеет к восточному флангу массива Сейнав. Севернее массива Гальмознан разведана россыпь Гальмитапельваям (V-5-4).

Прогнозные ресурсы россыпной платины, апробированные ЦНИГРИ и утвержденные МПР России на 1.01.2003 г., составляли: категории P_1 – 12 т, P_2 – 6 т, P_3 – 12 т (протокол 07-11/0347 – пр. от 12.08.2003 г.). В настоящее время большинство россыпей отработано. На 1.01.2014 г. запасы россыпной платины по узлу составляют: категории C_1 – 87 кг, C_2 – 232 кг, забалансовые – 1665 кг. Работы продолжаются на россыпях: Ледяной, Левтыриновая, Янтайлыгунваям, Ясный, Гамилтапельваям. На россыпи Левтыриновая идет отработка техногенной россыпи – перемыв отвалов из отработанной первоначальной россыпи.

Геологами ЗАО «Корякгеолдобыча» был открыт новый тип платинометалльного оруденения, связанного с отложениями полигенетических террас высотой 20–150 м на абс. выс. 300–400 м. Они сложены фрагментами серпентинитового меланжа в основании и литифицированными брекчиями преимущественно дунитового состава. Общая площадь отложений – 6 км². Содержащие МПГ по отложениям – 0,1–0,3 г/т, в основании увеличивается до 1,5–9,0 г/т. Авторские ресурсы категории P_2 – 3 т платины погребенных россыпей [272].

Говенско-Алугинская ртутно-медно-золотая рудоносная зона (6.2 Au,Cu,Hg) охватывает бассейны верхних течений рек Култушная, Пылговая, Утактавая. Структурно соответствует Пылгинскому антиклинорию. Северо-западная граница рудоносной зоны контролируется Карагинско-Пахачинским глубинным разломом. Юго-восточной границей является граница акватории Берингово моря. В рудоносной зоне выделены две рудные зоны – Пылгинская и Прибрежная.

Пылгинская прогнозируемая серебряно-золоторудная зона (6.2.1 Au,Ag) простирается в северо-восточном направлении от верховьев р. Панетиваям до верховьев р. Пылговаям. Площадь рудной зоны – 1450 км². Рудоконтролирующими факторами здесь являются тектонический, магматический, стратиграфический.

Тектонический фактор является магмо- и рудоконтролирующим. Потатский глубинный разлом и сопровождающие его субпараллельные нарушения контролируют расположение рудоносных интрузий габбро-монцитового пылгинского комплекса эоцена-олигоцена, майваямского гранодиорит-плагиогранит-порфирирового комплекса миоцена, а также субвулканических интрузий потатгытгынского и говенского комплексов эоцена.

Магматический фактор – с интрузиями как плутоническими, так и субвулканическими связаны метасоматические и гидротермально измененные породы: скарны, в которых локализованы железо-урановое, золотое, медное оруденения; кварц-сульфидные, кварц-карбонат-сульфидные жилы, зоны пири-

тизации с золото-полиметаллическим оруденением; адуляр-кварц-серицитовые метасоматиты, зоны окварцевания и жилы с золотой, серебряной, свинцовой, цинковой, медной минерализацией. При этом с интрузиями пылгинского комплекса генетически, часто и пространственно, связаны проявления золота, серебра (V-6-17, 19); железа, урана (VI-6-1, 2); свинца (VI-6-30). С интрузиями майваемского комплекса генетически и пространственно связаны проявления золота (VI-6-31, 34). С субвулканическими интрузиями потатгытгынского комплекса генетически и пространственно связаны проявления золота (VI-6-24), меди (VI-5-12), свинца (VI-6-28); с субвулканическими пикритами говенского комплекса пространственно и генетически связаны проявления золота (VI-6-25, 26).

Стратиграфический фактор – фактор рудовмещающей среды. Эоценовые вулканогенные образования потатгынской толщи вмещают проявления золота (VI-6-13, 25), свинца (VI-6-4), меди (VI-6-7, 8), железа (VI-6-10); говенской свиты – проявления золота и серебра (V-6-22, 23, 24), золота (VI-6-5, 13, 14), меди (VI-6-6, VI-5-18), свинца (VI-6-11, 18, 29), сурьмы (VI-5-21), мышьяка (VI-5-20, VI-6-33). Вулканогенно-терригенные породы килакирнунской свиты эоцена вмещают проявления свинца (VI-6-27).

Объекты в Пылгинской зоне разрозненные, характеризуются как мелкие по своим параметрам, низким содержаниям, небольшим ресурсам. Они получили отрицательную экономическую оценку [277].

Прибрежная сурьяно-ртутная зона (6.2.2 Hg,Sb) выделяется в юго-восточном углу территории листа. С северо-запада зона (170 км²) ограничена надвигом, с юго-востока – береговой линией Олюторского залива. Прибрежная зона вмещает Олюторское месторождение (VI-6-15) и ряд проявлений (VI-6-12, 32) ртути ртутной аргиллизитовой терригенной формации; проявления золота и серебра (VI-6-20, 22).

Рудоконтролирующими являются тектонический, стратиграфический, литологический факторы. Тектонический фактор – надвиг контролирует пространственное размещение ртутного и золото-серебряного оруденения. Стратиграфический фактор – оба вида оруденения вмещаются терригенными отложениями алугинской свиты олигоцена. Литологический фактор – сурьяно-ртутное оруденение локализуется вблизи границ пачек пород разной компетенции. Хорошим коллектором ртути являются породы с повышенной битуминозностью, особенно алевролиты [80]. Золото-серебряное оруденение локализуется в адуляр-кварц-серицитовых метасоматитах.

Авторские прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ ртути: 10,650 тыс. т; категории P_3 – 0,6 тыс. т; золота: категории P_3 – 14 т, серебра – 30 т [80]. Золото и серебро содержатся как попутные компоненты в сурьяно-ртутных рудах (золото – до 0,3 г/т; серебро – до 6,6 г/т), а также в самостоятельных проявлениях (VI-6-20, 22). Вопрос о попутном извлечении этих металлов может встать при разработке сурьяно-ртутного месторождения, чего в обозримом будущем не предвидется из-за отсутствия спроса на ртуть.

Отрицательными факторами для дальнейшего изучения полезных ископаемых во всей Говенско-Алугинской рудоносной зоне является отсутствие развитой инфраструктуры, удаленность территории от промышленно развитых районов и нахождение ее в природоохранной зоне Коряжского заповедника.

Западно-Камчатская серебряно-золото-ртутнорудная минерагеническая мегазона

Западно-Камчатская серебряно-золото-ртутнорудная мегазона на территории листа заходит своим северо-восточным окончанием. Западно-Камчатская мегазона соответствует Западно-Камчатской структурно-формационной зоне. Она ограничена на северо-востоке Куюльваемским глубинным разломом, на юго-востоке граничит с Центрально-Камчатской мегазоной, северо-западная граница – граница акватории Пенжинской губы. В границах мегазоны вне минерагенической зоны выделены Пусторецкий россыпной район и Шаманкинско-Паланская рудоносная зона.

Пусторецкий прогнозируемый золото-платиновороссыпной район (0.1 Pt,Au/Q) находится в юго-западной части листа, занимает площадь около 4,4 тыс. км² в бассейнах рек Пустая, Алхавитовая, Пахиткувая на юго-западном фланге Парапольской впадины, сложенной терригенными отложениями молассовой формации миоцен-плиоценового возраста. Широкое распространение имеют четвертичные образования, представленные аллювием густой и разветвленной гидросети. Лишь на юге района, в пределах Лесновского поднятия обнажается массив габброидов атвенайваемского дунит-пироксенит-габбрового комплекса позднего мела–палеоцена. Комплекс пространственно ассоциируется с кремнисто-вулканогенными образованиями ирунейской свиты. По аэромагнитным данным, размеры интрузии на глубину возрастают в 1,5–2 раза. Пусторецкий район вмещает три комплексных россыпепроявления золота и платины (VI-1-32, VI-2-7, 12) и ряд шлиховых ореолов золота (V-2-4, 6, 7; VI-1-4, 9, 18; VI-2-1, 2).

Платина на территории узла известна чаще совместно с золотом в аллювиальных отложениях многих водотоков. В долине р. Пустая отмечается до семи уровней надпойменных террас высотой до 40 м, многие из которых цокольные. Шлиховые ореолы со знаковыми и весовыми содержаниями золота (до 5,2 г/м³) и платины (до 1,2 г/м³ в единичных пробах). Весовые значения чаще отмечаются в косовых отложениях (реки Пахиткувая и Пустая), но золото- и платиноносность высоких террас изучена слабо. Это связано, в первую очередь, с их удаленностью от мест, где возможно осуществлять промывку шлиховых проб.

Положительным фактором для образования комплексных россыпных проявлений и ореолов золота и платины является наличие заполняющих Пусторецкую впадину промежуточных коллекторов этих металлов – слабо диагенезированных отложений ильинской, какертской, этолонской, эрмановской, энемтенской свит, а также ледниковых отложений. Этот фактор больше предполагаемый, чем твердо установленный, но большинство исследователей сходятся на нем [79, 135, 259, 313].

В образовании россыпных платиноидов значительная роль может принадлежать магматическому фактору – наличие тел габброидов и пироксенитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, основной объем которых скорее всего к настоящему времени эродирован. Большая часть этих интрузий расположена южнее площади листа.

Геоморфологический положительный фактор – сочленение равнины Парампольского дола и эрозионно-денудационного низкогорья Срединного хребта.

Отрицательный фактор – большая мощность рыхлых отложений и, возможно, наличие погребенной древней гидросети с россыпями, которые перемываются в настоящее время и пока россыпей настоящих не дают.

По Пусторецкому району на 1.01.2010 г. апробированы ЦНИГРИ и утверждены МПР ресурсы россыпных МПГ по категории $P_3 - 1$ т, россыпного золота – 6,5 т (протокол № 3 от 20.12.2011 г.).

Шаманкинско-Паланская прогнозируемая сурьмяно-ртутная рудоносная зона ($0.2 \text{ Hg, Sb/P}_{2-3}$) выделена в юго-западном углу территории листа. Здесь происходит замыкание зоны, основная площадь которой распространяется на соседний с юго-запада лист О-57, где и находятся все рудные объекты.

Центрально-Камчатская серебряно-золоторудная и медно-никелеворудная минерагеническая мегазона

Центрально-Камчатская минерагеническая мегазона соответствует Центрально-Камчатской структурно-формационной зоне, заходит на территорию листа своим северо-восточным окончанием, простираясь далеко на юг Камчатки. В состав мегазоны в пределах листа входит Центрально-Камчатская минерагеническая зона, а также прогнозируемая Лесновская рудоносная зона, выделенная вне минерагенической зоны.

Центрально-Камчатская серебряно-золоторудная минерагеническая зона (7 Au, Ag/N_{1-2}), которая отвечает Центрально-Камчатскому вулканическому поясу, крупнейшей орогенной структуре Камчатки. Некоторые авторы считают, что преобладание в его составе андезитов и андезибазальтов является отражением мафического фундамента пояса. Поэтому здесь отсутствуют рудопроявления олова и серебра, как на севере Западнокамчатско-Корякского пояса, и широко развито близповерхностное оруденение серебряно-золотой адуляк-кварцевой формации [149]. На площадь листа Центрально-Камчатская минерагеническая зона заходит своей северо-восточной частью и представлена Малетойваям-Ветроваямским серно-медно-золоторудным районом и, незначительно, Северо-Камчатским серебряно-золоторудным районом.

Малетойваям-Ветроваямский серно-медно-золоторудный район ($7.1 \text{ Au, Cu, S/N}_{1-2}$) (4400 км^2) охватывает бассейны рек Ветроваям, Янтанайваям, Анапка. Оконтурен по площади распространения вулканических образований ЦКВП, представленных в основном продуктивными комплексами андезитовой и диорит-гранодиоритовой формаций миоценового возраста.

В пределах района известны серные месторождения Малетойваямское, Ветроваямское, рудные проявления и пункты минерализации золота, меди, молибдена. Последние рассматриваются как прямые признаки эпитермального алунит-кварцевого и, предположительно, молибденово-медно-порфиrowого золотосодержащего минеральных типов оруденения. В состав района входят три узла – Ветроваямский, Малетойваямский, Сезрваямский.

Ветроваямский серно-медно-золоторудный узел ($7.1.1 \text{ Au, Cu, S}$) площадью 900 км^2 выделен в северо-восточной части рудного района. В состав узла

входят Ветроваяямское месторождение серы (VI-4-2), проявления серы (VI-4-9, 10, 11, 15), проявления и пункты минерализации золота (VI-4-4, 14), золота и свинца (VI-4-3), свинца (VI-4-18), меди (VI-3-4, VI-4-13), молибдена (VI-4-5, 20), висмута (VI-4-6). Площадь узла сложена миоценовыми покровными и субвулканическими образованиями ветроваяямского комплекса, прорванными миоценовыми штокообразными телами малетойваямского монзонит-диоритового комплекса. Породы, слагающие площадь узла, метасоматически изменены и превращены во вторичные кварциты, пропилиты, аргиллизиты. Вокруг интрузий породы окварцованы и биотитизированы. Общая площадь выведенных на дневную поверхность метасоматитов превышает 60 км².

Все приведенные проявления и пункты минерализации золота относятся к эпитермальной золото-серебряной формации, алуни-кварцевому типу минерализации [73]. Наиболее изученное проявление золота (VI-4-4) связано с зоной монокварцитов–алунитовых кварцитов длиной 1200 м при ширине 150 м. В бороздовых пробах золото – 0,2–1,6 г/т. Во вторичном литогеохимическом ореоле золота – 0,1–7,7 г/т [193].

Проявления меди характеризуются содержаниями меди от 0,01 до 3,05 %. Содержания молибдена – 0,01–0,03, чаще 0,02 %.

Золоторудные объекты узла перспективны на выявление крупнообъемного золотого месторождения. Эпитермальные месторождения золота с оруденением такого типа, как правило, находятся в верхней части порфировых систем над медно-порфировыми золотосодержащими рудами. Согласно ряду геохимической зональности эрозионный срез для эпитермального оруденения среднерудный [102, 103]. Наличие проявлений, пунктов минерализации, литогеохимических ореолов молибдена, висмута, меди, золота позволяют прогнозировать на площади узла с глубины около 150 м молибденово-медно-порфировые с золотом месторождения. Северная часть узла в настоящее время лицензирована. Здесь начались поисковые и оценочные работы ООО «Камедь».

Поисковые критерии, благоприятные для выявления эпитермального серебро-золотого алуни-кварцевого и молибден-медно-порфирового золотосодержащего типов оруденения на территории узла следующие.

1. Наличие на территории узла рудоконтролирующих структур – трех ВТС и Вывенского глубинного разлома с многочисленными оперяющими тектоническими нарушениями.

2. Рудный узел расположен в тектоническом блоке северного окончания ЦКВП. Повышенные значения гравитационного поля над ним, вероятнее всего, связаны с залеганием под неогеновыми покровами приподнятого мелового мафического фундамента, который может быть сложен не только кремнисто-вулканогенной формацией, но и базит-гипербазитовыми массивами, на что указывают локальные гравитационные аномалии. Подобные массивы широко развиты к северо-востоку от площади узла. Это в значительной степени повышает перспективность территории в отношении формирования молибденово-медно-порфирового золотосодержащего оруденения.

3. Установлено, что проявления металлов локализируются в полях вторичных кварцитов, которые слагают большеобъемные рудные зоны северо-за-

падного простиранья. Эти структуры приурочены к узлам пересечения северо-западного, северо-восточного и субширотных магмо- и рудоподводящих разломов.

4. Рудогенерирующими (и рудовмещающими) для объектов молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации являются интрузии малейшей ваямского монзонит-диоритового комплекса, составляющие цепь штоков протяженностью более 40 км. Рудогенерирующими (и рудовмещающими) для эпitherмальных серебряно-золотых руд являются преимущественно субвулканические интрузии ветроваямского андезитового комплекса. Покровная фация этого комплекса является рудовмещающей для всех рудных объектов.

4. Метасоматические изменения имеют зональность (от интрузий к периферии зон): окварцевание–биотитизация–вторичные кварциты (монокварциты – алуни-кварцевые – серицит-кварцевые) – аргиллизация – пропилитизация [102, 103].

5. Прямые признаки наличия прогнозируемых типов оруденения – проявления и пункты минерализации (часто комплексные) золота, серебра, меди, молибдена, висмута, свинца, цинка. Комплексные литохимические аномалии золота, висмута, молибдена; серебра, меди, молибдена; шлиховые потоки золота. Естественно, что не все эти признаки показаны на КПИ масштаба 1 : 1 000 000.

6. Геофизические признаки оруденения – потенциально рудоносные метасоматиты характеризуются минимумами магнитного поля. Поля вторичных кварцитов характеризуются минимумами естественного электрического поля (ЕЭП), что объясняется окислением сульфидов; участки, насыщенные сульфидами, характеризуются высокой поляризуемостью; методом вызванной поляризации подтверждается рудная природа минимумов ЕЭП.

Молибденово-медно-порфировой формация названа потому, что содержание молибдена в рудных объектах – 0,01–0,03 %, меди – 0,01–3,05 %. Для медно-порфирового типа среднее содержание молибдена значительно меньше – 0,001 %, а среднее содержание меди – 0,2–0,4 % [84].

Для подсчета прогнозных ресурсов эпitherмального золота в качестве узла-эталона был взят Секчинский узел Ульяновской минерагенической зоны Хабаровского края, который брался в качестве эталона для уже утвержденного Сеэрьямского (7.1.3) узла, расположенного в одном с Ветроваямским узлом рудном районе. Он будет охарактеризован далее. Площадь Секчинского узла равна 350 км²; суммарные запасы (включая погашенные в недрах) и прогнозные ресурсы категорий P₂ и P₁ составляют 46,8 т; удельная рудоносность – 0,135 т/км². Учитывая эти данные, прогнозные ресурсы золота по категории P₃ для Ветроваямского узла, при его площади 900 км², составят 900 × 0,135 = 121,5 = 120 т. Коэффициент подобия, как и для Сеэрьямского узла принимается за 1, тем более, что Ветроваямский узел значительно богаче прямыми поисковыми признаками, чем Сеэрьямский.

Подсчет прогнозных ресурсов меди по категории P₃ произведен согласно рекомендациям ЦНИГРИ [84]. Средняя продуктивность перспективных площадей – от 200 до 1200 км², в среднем составляет 10 000 т меди на 1 км² площади, с учетом, что содержание меди должно составлять 1 % – минимальное промышленное содержание для районов с малоразвитой инфраструктурой.

Следуя рекомендациям, прогнозные ресурсы меди по категории P_3 составят: $900 \times 10\,000 = 9000$ тыс. т. Количество руды составит $900\,000\,000$ т. Принимаемая понижающий коэффициент $0,7$ в силу недостаточности изученности площади, получим $9000 \times 0,7 = 6300$ тыс. т. меди. Количество руды составит $630\,000\,000$ т. Учитывая, что соотношение меди к молибдену в данном типе руд в среднем равно $30:1$ [84], ресурсы молибдена составят $6300:30 = 210$ тыс. т. Исходя из минимально-промышленных содержаний золота в рудах молибденово-медно-порфирирового типа $0,2$ г/т, ресурсы золота по категории P_3 составят $630\,000\,000 \times 0,2 = 126$ т. Таким образом, общие для Ветроваямского узла авторские прогнозные ресурсы категории P_3 для золота равны $120 + 126 = 246$ т, для меди – 6300 тыс. т, для молибдена – 210 тыс. т. Рекомендуются поисковые и оценочные работы.

При проведении экспертизы паспорта узла прогнозные ресурсы категории P_3 меди и молибдена предложено отклонить до более достаточного обоснования. Расчет прогнозных ресурсов золота по категории P_3 сделать по Методическому руководству ЦНИГРИ, 2002 г.

Удельная площадная продуктивность для рудных узлов вулканоплутонических поясов – $0,2$ – $0,8$ т/км², среднее – $0,5$ т/км². Из-за слабой поисковой изученности предлагается ввести коэффициент подобия – $0,1$.

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 составят: $0,1 \times 900$ км² \times $0,5$ т/км² = 45 т.

Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 по Ветроваямскому ПРУ в количестве 45 т утверждены и рекомендованы для постановки на Федеральный учет (протокол № 19 БНРС Роснедра, 10.06.2015 г.).

Малетойваямский серно-медно-золоторудный узел (7.1.2 Au,Cu,S) охватывает бассейны верховьев рек Лигинмываям, Альховаям, Янтанайваям в центральной части рудного района. Площадь узла – 250 км² – сложена покровными и субвулканическими образованиями миоценового ветроваямского вулканического комплекса, прорванными штокообразными телами малетойваямского монзонит-диоритового плутонического комплекса миоцена. Широко развиты метасоматически измененные породы – пропилиты, вторичные кварциты (алунитовые, серицит-кварц-каолинитовые до монокварцитов) с зонами кварцевого прожилкования и жилами, аргиллизиты. Вторичные кварциты вмещают Малетойваямское месторождение (VI-3-6) и проявления серы (VI-3-11), проявления и пункты минерализации золота и серебра (VI-3-8, 12, 13, 14, 15), меди (VI-3-5, 7), свинца (VI-3-9), редких земель (VI-3-25). Все они связаны с кислыми гидротермальными рудными системами медно-порфирировой группы и локализованы в зонах вторичных кварцитов вблизи вулканических центров миоцена. Серебряно-золотая минерализация относится к алунит-кварцевому типу. Остальные минерализации относятся к медно-порфирировой золотосодержащей, урановорудной в аргиллизитах и метасоматитах, свинцово-цинковой жильной, ртутной аргиллизитовой терригенной, самородной серы опалитовой формации.

Основными рудоконтролирующими факторами для узла являются структурно-тектонический, магматический, стратиграфический, литологический, метасоматический.

Структурно-тектонический фактор – узел приурочен к осевой части поднятия, с которой связано гравитационное поле высокой интенсивности, что обусловлено, вероятнее всего, залеганием под неогеновыми покровами вулканитов приподнятого мафического мелового фундамента, тектоно-магматическая активизация которого в миоцене–плиоцене повлияла на рудогенез;

– рудный узел расположен в пределах Малетойваямской ВТС, являющейся центром вулканизма и сопряженных с ним полями вторичных кварцитов с локализованным в них оруденением;

– рудный узел находится в зоне пересечения северо-восточного Вывенского и почти перпендикулярного к нему северо-западного Малетойваямского разломов, сопровождающихся субпараллельными им и оперяющими их второстепенными разломами, которые контролируют формы, размеры и размещение вторичных кварцитов с оруденением.

Магматический фактор – с субвулканическими и интрузивными образованиями ветроваямского и малетойваямского комплексов генетически и пространственно связаны зоны вторичных кварцитов и кварцевые жилы, вмещающие вышеперечисленные полезные ископаемые.

Стратиграфический фактор – эффузивно-пирокластические образования ветроваямской свиты благоприятны для развития гидротермалитов и метасоматитов, содержащих оруденение вулканогенного типа.

Литологический фактор – зоны метасоматитов развиваются в большей степени по проницаемым для растворов туфам и брекчиям. Минерализация чаще концентрируется в монокварцитах и алунитовых кварцитах, кварцевых жилах. Так, золото в кварцевой жильно-прожилковой зоне имеет содержания 1,37–143,84 г/т; в монокварцитах – 0,1–4,1–6,1 г/т; в серно-алунитовых кварцитах – 0,9–1,2 г/т. Медь в кварцевой жильной зоне – 1,38–8,18 %, в монокварцитах – 0,003–0,5 %.

Авторские ресурсы золота по категории P_3 в пределах Малетойваямского узла – 205 т [232].

Наиболее перспективная площадь Малетойваямского рудного узла лицензирована. По итогам работ 2007 г. ООО «Камчатка Минералс», получившего право на геологическое изучение и добычу полезных ископаемых на этой площади, ресурсы золота по категории P_2 оцениваются в 230 т [221]. Здесь прогнозируется крупное большеобъемное месторождение золота алунит-кварцевого минерального типа.

Апробированные в ЦНИГРИ и утвержденные в МПР на 1.01.2010 г. прогнозные ресурсы золота категории P_2 рудного узла составляют 58 т.

Сеэраваямский прогнозируемый медно-золоторудный узел (7.1.3 Au,Cu) занимает площадь около 260 км² в верховьях рек Игунаваям, Луэраваям, Каванейваям. Сложен покровными и субвулканическими образованиями миоценового ветроваямского комплекса. Вулканиты интенсивно метасоматически переработаны с образованием обширных полей вторичных кварцитов (монокварцитов, алунитовых кварцитов), опалитов, аргиллизитов, пропилитов. На площади узла установлены геохимические ореолы Mo, Cu, Zn, Pb, Au с содержаниями Au до 0,6 г/т. Выявлены проявления и пункты минерализации Cu (VI-3-21, 33), Pb (VI-3-20, 24), Ag (VI-3-28), S (VI-3-32), Hg (VI-3-16, 18), TR (VI-3-22, 26). По своим геохимическим характеристикам рудный узел

предстает собой рудную систему от верхних до ниже-средних золоторудных горизонтов.

Рудоконтролирующие факторы на площади узла – структурно-тектонический, магматический, стратиграфический:

– структурно-тектонический – рудный рзел приурочен к Сеэраваямской ВТС, являющейся центром вулканической деятельности, способствующей формированию полей метасоматитов. Узел находится в тектоническом блоке между Вывенским глубинным и субпараллельным ему разломом более низкого порядка. Эти разломы сопровождаются более мелкими оперяющими нарушениями. Если Вывенский разлом контролирует центры вулканизма, то оперяющие разломы контролируют формы, размеры и размещение кварцитов, залечены, как правило, минерализованными монокварцитами, алунитовыми кварцитами;

– магматический – с субвулканическими и интрузивными образованиями ветроваямского и малетойваямского комплексов пространственно и генетически связаны зоны вторичных кварцитов, вмещающие минерализацию;

– стратиграфический – эффузивно-пирокластические образования ветроваямского комплекса являются благоприятной средой для локализации минерализации полезных компонентов.

Апробированные ЦНИГРИ и утвержденные МПР РФ прогнозные ресурсы золота по категории P_3 составляют 40 т (протокол № 20 от 27.05.2013 г.).

Северо-Камчатский серебряно-золоторудный район (7.2 Au, Ag) заходит немного на площадь работ с территории листа О-58. Полезных ископаемых не содержит.

Лесновская прогнозируемая медно-молибден-золотая рудоносная зона (0.3 Au, Mo, Cu/K₂-Q_H) лишь замыкается на территории листа Р-58. Основная площадь зоны расположена на листе О-58, где и находятся все рудные объекты.

Оценка перспектив территории

Выявленные и обобщенные закономерности размещения полезных ископаемых позволяют сделать вывод, что территория листа Р-58 является перспективной, в первую очередь, на благородные металлы – золото, серебро, платиноиды. Вместе с тем, разнообразие геологических обстановок и проявлений полезных ископаемых дает возможность определить перспективы площади и на другие виды минерального сырья.

Золото и серебро. Прогнозные ресурсы по сумме категорий апробированные и утвержденные на территории листа составляют 584,3 т рудного золота и 13 094 т серебра (прил. 2). В результате прогнозно-минерагенических исследований, проведенных при составлении листа Р-58, были впервые выделены два рудных узла – Ниньчекский и Ветроваямский с утвержденными ресурсами золота 66 т по первому узлу и 45 т по второму.

Прогнозные ресурсы россыпного золота по сумме всех категорий оцениваются в 21,891 т. Есть возможность нарастить запасы россыпного золота, проведя поисково-оценочные работы на площадях узлов: Чалбукчанском,

Гиллэнгинском, Микинском, Кичаваямском, Сопочном, Куюлваямском, которые изучены слабо.

Перспективы на коренное золото связаны с месторождением Сергеевское, проявлениями Холоховчан-Окланское, Ичигин-Уннейваямское, Малетойва-ям-Ветроваямское рудных районов. Месторождение Сергеевское по геологической ситуации, своему строению, составу рудовмещающих жил и жильных зон, составу руд, вертикальному размаху близко к месторождению Купол, расположенному северо-восточнее (лист Q-59) [149, 150, 164], поэтому рекомендуется доразведка Сергеевского месторождения.

В центральной части Холоховчан-Окланского руднороссыпного района на территории листов Р-58-III, IV, V, VIII рекомендуется провести поисковые работы в комплексе с ГДП-200. Это позволит уточнить геолого-структурные позиции рудопроявлений, выявить параметры рудных тел и выделить объекты для дальнейшего изучения.

В Ичигин-Уннейваямском районе необходимо продолжить поисковые работы на выявление коренных месторождений золота, серебра, олова, связанных с кварцевыми жилами и штокверковым прожилкованием в купольных палеовулканических структурах в вулканитах велолныкской свиты. Это относится к Ичигинскому, Уннэйскому и Айнаветкинскому узлам. Вовлечение в разработку Аметистового месторождения будет способствовать развитию инфраструктуры района.

В Малетойва-ям-Ветроваямском рудном районе, в первую очередь, в пределах Ветроваямского узла, надо провести поисковые работы с бурением и с последующей оценкой на выявление крупнообъемных месторождений золотых эпитермального кварц-алунитового типа и молибден-медно-порфировых золотосодержащих.

Платина. На площади Сейнав-Гальмознанского платиноносного узла, в пределах которого с 1993 г. ведется эксплуатация ЗАО «Корякгеолдобыча» россыпных месторождений, следует продолжить работы по изучению платиноносности отложений, слагающих полигенетические террасы, а также работы на коренную платину, как в пределах участка Южный, так и в остальной части Гальмознанского массива. Необходимо также продолжить поисковые работы на рудную и россыпную платину по Ватынско-Вывенской платиновой рудно-россыпной зоне на северо-восток вне лицензированной площади.

Относительно платины надо обратить внимание на то, что по рекам Большая Медвежка, Угольная отмечаются шлиховые пробы с платиной. В этом районе находятся отдельные пласты, проявления и месторождение бурого угля. Уголь следует проанализировать на платину. Существует платиносодержащая буроугольная рудная формация с рудовмещающей углеродистотерригенной формацией (месторождение Павловское) [115].

Цветные металлы. Медь и молибден присутствуют в пределах Ветроваямского и Малетойва-ямского рудных узлов, как один из признаков оруденения молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации. В большинстве же случаев на площади листа медь, свинец, цинк, молибден встречены в кварцевых жилах и самостоятельного значения не имеют. Ртуть, несмотря на то, что имеются месторождения и большое количество проявлений в Ляпча-

наиском рудном узле и Прибрежной рудной зоне, никакой роли для экономики района работ не имеет по причине своей невостребованности. То же следует сказать и о химическом сырье – сере, которой богат Малетойваям-Ветроваямский рудный район.

Радиоактивные элементы и редкие земли. По имеющимся данным, перспектив на выявление месторождений радиоактивных элементов (урана) и редких земель на площади листа нет. Установленные проявления единичны. Три приурочены ко вторичным кварцитам в ЦКВП, а два в ОЧВП – одно к гидротермалитам в зоне тектонических нарушений в раннемеловом бебеканском комплексе щелочных сиенитов; второе – к архейским метаморфическим образованиям косовской серии. Все объекты по своим параметрам незначительны (до 2–2,5 × 11–12 м). Проявления в ЦКВП представлены линзовидными телами вторичных кварцитов с гамма-активностью до 62 мкР/ч. Содержание урана, тория, гафния, церия, лантана, галия, иркония, стронция превышают фоновые, но ниже минимально промышленных. Наибольшей гамма-активностью (до 3000 мкР/ч) характеризуется проявление в гранитизированных кварц-полевошпатовых гнейсах косовской серии. Минеральный и рентгеноспектральный анализы показывают, что радиоактивность имеет ториевую природу, что делает проявление бесперспективным на уран.

Нефть и газ. Перспективы нефтегазонасыщенности наземной части Пенжинской СПНГО и Олюторской ПНГО весьма скромны. Есть некоторые надежды на перспективы нефтегазонасыщенности палеоген-неогеновых и верхнемеловых отложений Пусторецкого прогиба, находящегося на площади «земель с неясными перспективами», где выполняются сейсморазведочные работы в комплексе с гравимагниторазведкой.

В пределах акватории листа Р-58 наибольшими перспективами характеризуется Восточно-Олюторский ПНГР. В его пределы с листа О-58 прослеживаются две перспективные зоны нефтегазонакопления: Лаврова ПЗНГН и Восточно-Пылгинская ПЗНГН. Специалистами ОАО «Дальморнефтегеофизика» локализованные геологические ресурсы (категории D₂) Восточно-Олюторского ПНГР оценены в 38 млн т н. э.

Уголь каменный. Утвержденные прогнозные ресурсы каменного угля категорий P₁ + P₂ + P₃ = 1300 млн т. Все они сосредоточены в западной части территории листа. Большая часть ресурсов относится к категории P₃, что свидетельствует о слабой изученности угленосных отложений. В настоящее время никаких поисково-оценочных работ на уголь не ведется.

Бурый уголь. Запасы и ресурсы бурого угля позволяют удовлетворять местные энергетические нужды ближайших поселков Олюторского района в течение еще долгого времени, учитывая редкую заселенность местности, отсутствие промышленных предприятий и стремление населения пользоваться более качественным привозным каменным углем.

Отрицательным фактором, тормозящим освоение полезных ископаемых на территории листа, является ее слабое экономическое развитие. Немногочисленное местное население занимается выпасом оленей, охотой и рыбной ловлей. Постоянно действующие дороги отсутствуют. Энергетическая база очень слабая – все поселки обеспечиваются электроэнергией от дизельных электростанций, работающих на привозном топливе. Отопление жилья и

производственных помещений осуществляется котельными, работающими преимущественно на угле, привезенном с о. Сахалин. В небольшом количестве использовался местный уголь с Корфского бурогоугольного месторождения на юго-востоке и каменный уголь с Гореловского месторождения на западе территории листа. В настоящее время организации, которые вели добычу угля на обоих месторождениях, отказались от лицензий, и добыча угля не ведется.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В гидрогеологическом отношении территория листа характеризуется крайне слабой степенью изученности. Весьма ограниченные сведения о гидрогеологических условиях территории почерпнуты в основном из материалов, полученных в результате геологосъемочных работ, проведенных во второй половине XX и в начале XXI столетий. Также учтены обобщенные материалы, представленные в т. XXVI «Гидрогеологии СССР» [45] и результаты выполнения работ по объекту «Оценка состояния подземных вод северной части Камчатского края и создание гидрогеологической карты масштаба 1 : 500 000» [265].

Гидрогеологические условия территории листа довольно сложны, но слабо изучены. Они определяются прежде всего физико-географическими, геологическими и криогенными факторами. На территории листа последний из них имеет весьма существенное значение. Сочетанием указанных факторов в их взаимосвязи определяются условия инфильтрации атмосферных осадков в толщи горных пород, направленность движения подземных вод и формирование их ресурсов. Степень пористости, литификации, трещиноватости и дислоцированности пород в сочетании с их промороженностью определяют условия залегания и циркуляции подземных вод.

Практически вся территория листа в геокриологическом отношении характеризуется распространением многолетнемерзлых пород различной степени сплошности и мощности, определяющих формирование и динамику подземных вод. В различных гидрогеологических структурах, имеющих место на территории листа, по степени сплошности мерзлоты выделяются зоны со сплошным, прерывистым и массивно-островным характером ее распространения.

Условия формирования подземных вод в гидрогеологических массивах первой зоны, где мощность промороженных пород в горных сооружениях Ичигемского хребта достигает 300–500 м, исключительно неблагоприятны. Вторая зона охватывает склоны среднегорных хребтов, где мощность мерзлоты изменяется от 300 до 130 м. Зона с массивно-островной и островной мерзлотой охватывает склоны низкогорья южных отрогов Корякского, Ветвейского и Пылгинского хребтов. Здесь мощность многолетнемерзлых пород – до 100 м. Выделенные зоны имеют преимущественно субширотное направление.

Мерзлотная обстановка в межгорных сложных артезианских бассейнах полностью зависит от их широтной ориентации. В зоне сплошной мерзлоты

породы проморожены до глубин 150–300 м (северная часть Пенжинского бассейна), в связи с чем обеспеченность подземного стока здесь инфильтрационными водами, видимо, низка и инфильтрация может осуществляться только через редкие сквозные талики. В зоне прерывистой мерзлоты мощность промороженных пород изменяется в пределах 110–130 м (Парапольский бассейн). Питание подземных вод осуществляется через сквозные подруслово-вые талики и зоны тектонических разломов. На площади развития массивно-островной мерзлоты глубина промерзания составляет 70–100 м в долинах рек, а в прирусловых частях уменьшается до 50–10 м. Питание и разгрузка подземных вод в этих зонах осуществляется через сквозные подруслово-вые и подозерные талики.

В зависимости от характера скоплений подземных вод, определяемого пористостью и трещиноватостью водовмещающих пород с учетом степени их промороженности и возрастной принадлежности, на территории листа выделяется два типа гидрогеологических подразделений: стратифицированные (водоносные комплексы) и нестратифицированные (водоносные зоны трещиноватости). Они показаны на гидрогеологической схеме масштаба 1 : 2 500 000. Приуроченность выделенных гидрогеологических подразделений с присущими им типами скоплений подземных вод к определенным формационным зонам (см. тектоническую схему) послужила основой гидрогеологического районирования территории листа, проведенного в соответствии с «Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации» масштаба 1 : 2 500 000 (2004 г.).

На территории листа выделяются фрагменты трех сложных гидрогеологических областей первого порядка: Верхояно-Чукотской (**I**), Корякско-Анадырской (**II**) и Камчатской (**III**). В каждой из них, с учетом их мерзлотности, выделяются гидрогеологические структуры 2-го и 3-го порядков:

I₁ – Охотско-Чукотская криогенная складчатая гидрогеологическая область

I₁¹ – Омолонский криогенный гидрогеологический массив

I₁² – Охотско-Чукотский криогенный сложный вулканогенный бассейн

I₁³ – Охотский криогенный гидрогеологический массив

I₁⁴ – Пареньский криогенный артезианский бассейн

II₁ – Корякская криогенная складчатая гидрогеологическая область

II₁¹ – Пенжинский криогенный артезианский бассейн

II₁² – Таловско-Майнский криогенный гидрогеологический массив

II₁³ – Парапольский криогенный артезианский бассейн

II₁⁴ – Ветвей-Укэлятский криогенный гидрогеологический массив

II₁⁵ – Олюторский криогенный артезианский бассейн

III₁ – Западно-Камчатская складчатая гидрогеологическая область

III₁¹ – Хайрюзовско-Лесновская система криогенных гидрогеологических массивов.

Каждая из выделенных структур характеризуется развитием в ней тех или иных гидрогеологических подразделений, выделенных в ранге водоносных комплексов или водоносных зон трещиноватости. Ниже приводится их краткая характеристика в соответствии с их возрастной принадлежностью и степенью их изученности.

Омолонский криогенный гидрогеологический массив (Г₁) находится в северо-западной части листа, охватывая территории распространения вулканогенных, метаморфизованных, метаморфических и интрузивных образований в широком возрастном интервале – от архейских до четвертичных. Для всей территории характерно распространение сплошной многолетней мерзлоты мощностью до 300 м. В зависимости от вещественного состава пород и от их возраста здесь можно выделить семь гидрогеологических подразделений.

Четвертичный водоносный мерзлотно-таликовый комплекс (Q) связан на этой территории с аллювиальными и ледниковыми образованиями. Водоносность их не изучена, но можно предполагать, что она связана в основном с сезонно-талым слоем и подрусловыми надмерзлотными таликами. На схеме не показан.

Палеогеновый водоносный мерзлотно-таликовый комплекс вулканогенно-терригенных образований (P) распространен на трех участках на юге данного массива в пределах развития кыланской свиты, сложенной преимущественно терригенными породами мощностью до 650 м. Водоносность их также не изучена, но, вероятно, связана с сезонно-талым слоем и редкими подрусловыми таликами. Под толщей мерзлых пород можно предполагать возможность вскрытия напорных трещинно-пластовых подземных вод.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых вулканогенных пород (vK) распространена на западе массива и связана с чайвавемским базальт-андезибазальтовым и гольцовским дацит-риолитовым вулканическими комплексами. Сведений о водоносности этих пород не имеется.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости триасово-юрских преимущественно вулканогенно-терригенных образований (T–J), представленных в отдельных блоках в центральной части массива. По площадному распространению преобладают осадочные образования триаса значительной мощности, местами включающие карбонатные породы. Породы литифицированы и интенсивно дислоцированы. Водоносность связана сезонно-талым слоем, надмерзлотными таликами и, возможно, с зонами тектонических нарушений.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости каменноугольно-пермских метаморфизованных преимущественно терригенных образований (C–P) распространена в северной и южной частях массива. Породы представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами с пластами известняков. Общая мощность толщи – до 1400 м. Обводненность пород определяется их трещиноватостью, интенсивностью морозобойных процессов, глубиной и мощностью сезонно-талого слоя. Разгрузка подземных вод осуществляется в виде пластовых источников с дебитами 0,1–1,5 дм³/с. По анионному составу воды преимущественно гидрокарбонатные смешанные по катионам с минерализацией 30–130 мг/дм³. Выходов подмерзлотных вод здесь не установлено, но это не значит, что они отсутствуют.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости архейских и протерозойских метаморфических образований (AR, PR) выделяется в отдельных блоках, сложенных образованиями косовской серии. Надмерзлотные воды деятельного слоя формируют здесь основную составляющую подземно-

го стока. Разгрузка вод сезонно-талого слоя происходит в средних и нижних частях склонов речных долин. Дебиты источников – 0,05–1,3 дм³/с. В составе преобладают хлоридно-гидрокарбонатные воды. Минерализация вод не превышает 50 мг/дм³.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости интрузивных пород различного состава преимущественно мелового возраста имеет широкое рассредоточенное распространение в южной водораздельной части Ичигемского хребта. Эта зона представлена надмерзлотными водами деятельного слоя и подмерзлотных таликов в зонах интенсивной трещиноватости, приуроченных к зонам разломов. Большая часть источников приурочена к гранодиоритовым и диоритовым разностям интрузивных образований. Дебиты источников – от 0,03 до 3,0 дм³/с. Воды пресные с минерализацией до 130 мг/дм³ преимущественно хлоридно-гидрокарбонатного состава.

Охотско-Чукотский криогенный сложный вулканогенный бассейн (Г₁) занимает северную часть территории листа в пределах северных отрогов Ичигемского хребта, будучи приуроченным к наложенному вулканическому поясу, сложенному вулканитами в основном кислого и среднего составов, осложненным многочисленными интрузивными телами. Этот бассейн полностью расположен в зоне сплошной мерзлоты, в связи с чем в верхнем гидродинамическом этаже формируются в основном надмерзлотные воды сезонно-талого слоя мощностью от 1 до 3 м. В пределах данной структуры выделяются три гидрогеологических подразделения.

Четвертичный мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (Q) имеет ограниченное распространение и связан в основном с аллювиальными и, в меньшей степени, с ледниковыми образованиями. Мощность аллювиальных отложений в руслах и в пределах террас – от 1 до 30 м. Дебиты нисходящих источников – от 0,2 до 3 дм³/с, иногда более. Вода по составу гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 40–50 мг/дм³. Этот комплекс, ввиду ограниченного распространения, на схеме не показан.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых преимущественно вулканогенных образований (vK) развита в северной части территории листа. Максимальная мощность мерзлоты – до 500 м. Вулканические породы представлены преимущественно кислыми разностями и характеризуются неравномерной трещиноватостью, как по площади, так и на глубину. Надмерзлотные воды содержатся в сезонно-талом слое, мощность которого – от 0,2 до 3,5 м, и несквозных таликах в долинах рек. Здесь наблюдаются нисходящие источники, дебиты которых редко превышают 0,5 дм³/с. Воды, как правило, слабо минерализованы – до 100 мг/дм³. По анионному составу преимущественно гидрокарбонатные, но на участках гидротермально измененных пород формируются воды с повышенным содержанием сульфатов.

Выходы подмерзлотных вод на площади развития данного гидрогеологического подразделения местами фиксировались при проведении геологоразведочных работ. В большинстве своем они связаны с узлами пересечения тектонических нарушений и контактами с другими породами. Эти узлы фиксируют сквозные таликовые зоны. Воды обычно напорные. Преобладающие дебиты источников изменяются от 0,5 до 2,0 дм³/с.

По составу гидрокарбонатные смешанные по катионам.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых интрузивных образований разного состава связана с их отдельными, иногда довольно крупными блоками. Степень их водообильности определяется их трещиноватостью и глубиной промерзания. Дебиты источников надмерзлотно-водных вод невелики и составляют 0,2–0,3 дм³/с. Данных о подмерзлотно-водных водах не имеется.

Охотский криогенный гидрогеологический массив (Г³) фрагментарно представлен на северо-востоке Тайнынотского хребта. Здесь многолетняя мерзлота характеризуется массивно-островным распространением мощностью до 80–130 м. На данной, весьма слабой стадии его гидрогеологической изученности можно выделить в его пределах шесть гидрогеологических подразделений. Породы в них в целом характеризуются низкими фильтрационными свойствами, что обеспечивает затрудненные условия питания и разгрузки подземных вод. Весте с тем под руслами водотоков существуют талики, которыми связано образование протяженных наледей длиной до 3 км и мощностью льда до 1,5 м.

Палеогеновый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных образований (Р) связан с породами кыгыймской и авековской свит. Сведения о водоносности этих пород отсутствуют.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых вулканогенных образований (VK) связана с отложениями рябинкинской, теланской, маметчинской и меликасынской свит. Надмерзлотно-водные воды приурочены к сезонно-талому слою. Источники нисходящие, с дебитами 0,3–0,5 дм³/с.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости триасово-юрских вулканогенно-терригенных образований (Т-Ј) имеет ограниченное распространение в отдельных блоках в центральной части массива. Данных по водоносности не имеется, но можно предполагать, что она аналогична вышеописанному подразделению.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости каменноугольно-пермских преимущественно терригенных образований (С-Р). На площади их распространения фиксируется крайне мало надмерзлотно-водных источников даже в деятельном слое. Сведений о подмерзлотно-водных водах не имеется.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости архейских и протерозойских метаморфических образований (AR, PR). Мощность деятельного слоя – 0,5–3,0 м. Дебиты нисходящих источников – в пределах 0,1–1 дм³/с.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых интрузивных образований разного состава. Дебиты надмерзлотно-водных источников из гранодиоритов и диоритов с повышенной трещиноватостью от 0,05 до 3,0 дм³/с. Воды пресные с минерализацией 25–130 мг/дм³ хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые или магниевые. На участках с сульфидной минерализацией пород в зонах разломов отмечаются восходящие источники сульфатного состава с минерализацией до 2–5 г/дм³ (п-ов Елистратова).

Пареньский криогенный артезианский бассейн (Г⁴) приурочен к одноименной кайнозойской впадине. Бассейн на 60 % находится в зоне прерывистой мерзлоты мощностью до 150–300 м. В гидрогеологическом отношении

он не изучен. И только на основании литологического состава слагающих его пород в нем выделяются комплексы.

Четвертичный мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (Q), связанный с морскими, лагунно-морскими, аллювиальными и ледниковыми образованиями мощностью до 40 м.

Миоценовый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных образований (N₁) приурочен к терригенной преимущественно песчаной куйбывеевской толще мощностью до 200 м.

Эти комплексы, видимо, заморожены на всю мощность до складчатого фундамента. Подземные воды могут содержаться только в сезонно-талом слое и в сквозных таликах. В низкой прибрежной полосе отмечается внедрение в глубь суши соленых морских вод на расстояние до 150 м [265].

Пенжинский криогенный артезианский бассейн (П₁) соответствует одноименной рифтовой впадине. В гидрогеологическом разрезе его домезозойского фундамента выделяются три гидрогеологических подразделения.

Четвертичный мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (Q) распространен широко и охватывает различные генетические разности рыхлых образований, общая мощность которых местами до 100 м. Преобладают лагунные и аллювиальные отложения. Мощность сезонно-талого слоя – до 0,8–1,5 м. Естественные проявления надмерзлотных вод представлены в виде мочажин и слабых высачиваний. Площади развития его характеризуются широким проявлением процессов термокарста, способствующих увеличению заозерности и заболоченности территории. Мощность подозерных таликов обычно не превышает первых десятков метров. Характер движения надмерзлотных вод замедленный, что отражается на химическом составе вод. Они имеют низкую минерализацию (не более 100 мг/дм³) и неблагоприятные органолептические показатели за счет повышенных содержаний органических веществ. Более благоприятными по качественным показателям характеризуются надмерзлотные воды аллювиальных отложений в долинах наиболее крупных рек (Пенжина, Оклан и др.) мощностью до 20 м.

Миоценовый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (N₁) выходит на поверхность на ограниченном приустьевом участке по левобережью р. Таловка в поле развития терригенных соколовской и амитгынской толщ мощностью до 200 м. Данных о подземных водах не имеется.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости эоцен-олигоценых вулканогенных образований (vP₂₋₃) связана с покровными фациями кытыймской свиты, представленными породами преимущественно основного состава. Породы плотные слаботрещиноватые. Подземные воды трещинно-грунтовые и трещинно-жилые. Надмерзлотные воды характеризуются источниками с преобладающими дебитами от 0,1 до 0,5 дм³/с (редко более). Минерализация воды – 50–130 мг/дм³.

Подмерзлотные воды напорные были вскрыты в таликовой зоне в долине р. Манилка [265]. Удельные дебиты скважин при водоотборе составляли от 2,19 до 11,35 дм³/с. Величины напоров – от 1,1 до 15,1 м. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные со смешанным катионным составом и минерализацией от 110 до 150 мг/дм³. Здесь на разведанном

участке определены эксплуатационные запасы подземных питьевых вод в количестве 2,4 тыс. м³/сут [265].

Таловско-Майнский криогенный гидрогеологический массив (П₁²) выделен в пределах одноименного поднятия. Он охватывает все три, выделенные выше, мерзлотные зоны – сплошного, прерывистого и массивно-островного распространений. На площади массива распространены пять гидрогеологических подразделений:

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых терригенно-вулканогенных образований (К) распространена на большей части массива. Включает зоны серпентинитового меланжа. Обводненность пород в целом слабая и зависит в основном от мощности сезонно-талого слоя и глубины проникновения открытой трещиноватости пород. Водоразделы обычно безводны. Разгрузка вод сезонно-талого слоя происходит у подножия склонов в виде нисходящих источников с дебитами 0,4–2,5 дм³/с. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 30 до 180 мг/дм³. В западной части массива в поле развития тылакрьельской свиты установлено около 60 сероводородных источников [110]. Подмерзлотные воды не изучены. Практически во всех долинах рек отмечаются надмерзлотные талики и наледы.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости в разной степени метаморфизованных терригенных, местами карбонатных ордовик-каменноугольных образований (О–С) распространена в отдельных блоках в центральной части массива. Вследствие значительной дислоцированности породы характеризуются повышенной тектонической трещиноватостью. Надмерзлотные воды развиты повсеместно в сезонно-талом слое (мощность которого от 0,5 до 3,0 м), уменьшаясь с севера на юг. Источники нисходящие с дебитами 0,2–3,0 дм³/с. Минерализация воды в них низкая – 30–90 мг/дм³. Подмерзлотные воды были вскрыты при разведке Таловского месторождения известняков [265]. Дебит скважины составил 0,28 дм³/с. По составу вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 130 мг/дм³.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости архейских и протерозойских метаморфических образований протерозоя (AR, PR) охватывает небольшие по площади выходы на дочетвертичную поверхность пород ильпинейской свиты в центральной и западной частях массива. Мощность деятельного слоя – от десятков сантиметров до 4 м. Дебиты источников надмерзлотных вод – от 0,05 до 1,3 дм³/с. Минерализация их не превышает 50 мг/дм³. Разгрузка подмерзлотных трещинно-жилльных вод в виде нисходящих источников с дебитом 1 дм³/с отмечена в междуречье Таловка–Лекасын [265].

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости интрузивных ультрасосновных пород куюльского комплекса (J₃–K₁) распространена на ограниченных по размерам участках. Отмечаются редкие нисходящие источники с дебитами 0,7–1,5 дм³/с. Минерализация воды до 120 мг/дм³, характерны повышенные содержания магния.

Парапольский криогенный артезианский бассейн (П₁³) территориально он ассоциируется с одноименным прогибом. На площади его распространения выделяется три водоносных комплекса: четвертичный, плиоценовый,

миоценовый и палеогеновый. Они располагаются в трех мерзлотных зонах. Мощность мерзлоты в первой и второй зонах – 150–300, а в третьей в долинах рек снижается до 30–50 м.

Четвертичный мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (Q) имеет широкое распространение и приурочен к различным покровным генетическим образованиям, из которых наибольшим распространением пользуются озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерно-ледниковые рыхлые образования мощностью 10–20 м. Наибольшей водоносностью характеризуются аллювиальные отложения. Так, водоприитоки в шурфы, пройденные на пойменных участках Парапольского дола, в среднем составляли до 1,5 дм³/с [265]. На обширных площадях распространены озерные и озерно-болотные отложения мощностью, не превышающей 10 м. Водоносность их в целом низкая, так же, как и качество поземных вод этого горизонта по органолептическим показателям.

Плиоценовый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс терригенных образований (N₂) распространен на Камчатском перешейке, охватывая терригенные отложения энеменской свиты общей мощностью до 750 м. Водовмещающими являются преимущественно слабо литифицированные песчаники и туфогенные разности. В них содержатся пластово-трещинные и трещинные напорные и безнапорные воды. Фациальная невыдержанность горизонтов с различной трещиноватостью и прерывистость мерзлоты обусловили в целом неравномерную обводненность пород комплекса. Наибольшими дебитами характеризуются источники из туфопесчаников. Дебиты пластовых выходов колеблются в пределах 0,05–0,2 дм³/с. Воды в большинстве случаев хорошего качества с минерализацией 50–200 мг/дм³. По составу гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные смешанные по катионам.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости миоценовых вулканогенных образований (vN₁) приурочена к полю распространения ветроваямского вулканического комплекса. Мощность неравномерно обводненной трещиноватой зоны в эффузивах – от 10 до 50 м и более. Разгрузка подземных вод происходит по контактам с осадочными породами в виде групповых и одиночных нисходящих и восходящих источников с дебитами от 0,5 до 5–6 дм³/с. Воды этой зоны вскрыты скважинами на Малетойваямском серном месторождении на глубинах до 147 м. Уровень их устанавливался на глубинах от 0 до 25 м, дебиты скважин – от 4,4 до 11,6 дм³/с [265]. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые. В зонах гидротермального изменения пород повышаются содержания сульфат-иона и минерализации. Установлены сероводородные источники.

Миоценовый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных образований (N₁) распространен в юго-западной части территории бассейна в зоне массивно-островной мерзлоты. Он приурочен к территории развития эрмановской и какертской свит. Подземные воды преимущественно трещинно-пластовые напорные и безнапорные. Комплекс характеризуется значительной водоносностью. Дебиты источников – от 0,5 до 25–30 дм³/с. Минерализация вод 50–100 мг/дм³. Состав их пестрый, в прибрежной зоне Реккинского залива отмечается засоление верхнего горизонта за счет внедрения морских вод до 50 м в глубь суши.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости палеогеновых вулканогенных образований (vP_{2-3}) связана преимущественно с кислыми эффузивами велолынской свиты, выходящими на дочетвертичную поверхность в центральной части бассейна. Мощность мерзлоты – от 30 до 165 м. Источники нисходящих надмерзлотных вод характеризуются дебитами от 0,1–0,5 до 5–7 dm^3/c . Воды несквозных таликов в долинах рек часто фиксируются по наличию русловых наледей. По составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 60–80 mg/dm^3 . Подмерзлотные трещинно-жильные напорные воды изучены на Аметистовом золоторудном месторождении. Здесь глубина вскрытия водоносной зоны изменяется от 30 до 165 м. Водообильность пород – 0,13–0,59 dm^3/c . Химический состав подмерзлотных вод сульфатно-гидрокарбонатный. Минерализация – от 11 до 240 mg/dm^3 . При проходке штольни № 3 были вскрыты рассолы с минерализацией 242,8 g/dm^3 [265]. Зоны тектонических нарушений служат каналами, по которым осуществляется гидравлическая связь подмерзлотных вод с надмерзлотными. Подмерзлотные трещинно-жильные воды с дебитом 4 dm^3/c и минерализацией 0,4 g/dm^3 также вскрыты скважиной к югу от оз. Таловское.

Ветвей-Укэляятский криогенный гидрогеологический массив (Π^4) приурочен к одноименному поднятию. Здесь широко развита *водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых вулканогенных образований* (vK), которая выделена в поле распространения в разной степени метаморфизованных образований ватынской и коряжской серий, маметчинской свиты и зоны терригенного полимиктового меланжа. Породы характеризуются неравномерной трещиноватостью. В них формируются надмерзлотные воды сезонно-талого слоя и несквозных таликов, фиксируемых по многочисленным наледям в долинах рек. Мощность сезонно-талого слоя составляет от 0,2 до 3,5 м. Дебиты источников в интервале – от 0,03 до 3,4 dm^3/c . Воды характеризуются низкой минерализацией, как правило, не превышающей 100 mg/dm^3 при преобладающем гидрокарбонатном анионном и пестром катионном составе.

Олоторский криогенный артезианский бассейн (Π^5) охватывает тектонические структуры Тылговаямского синклинория и Пылгинского антиклинория, осложненных структурами более высоких порядков и многочисленными разломами. В его пределах многолетняя мерзлота характеризуется массивно-островным, и вблизи морского побережья сменяется островным распространением. В пределах бассейна выделяются три основных гидрогеологических подразделения.

Четвертичный мерзлотно-таликовый водоносный комплекс (Q) широко распространен на территории листа и в основном связан с аллювиальными отложениями в долинах многочисленных рек, ледниковыми, флювиогляциальными и прибрежно-морскими отложениями.

Мощность аллювиального мерзлотно-таликового горизонта в долинах крупных рек (Вывенка, Култушная и др.) достигает 25–40 м. Разгрузка подземных вод горизонта происходит непосредственно в русла рек или в виде источников с дебитами от 0,1 до 10 dm^3/c . На участках их разгрузки часто образуются наледи. По составу эти воды близки к поверхностным водотокам.

Они пресные с минерализацией до 100 мг/дм^3 и вполне пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Подземные воды ледниковых и флювиогляциальных отложений с поровым типом циркуляции залегают на глубинах до 20–30 м. Они безнапорные, но местами, при наличии локальных глинистых или мерзлотных водоупоров, напорные. Такие воды вскрыты скважинами в долине р. Талалаевка. Здесь мощность водоносного горизонта – 8–17 м. Удельные дебиты скважин – 2,5–8,33 $\text{дм}^3/\text{с}$. Воды пресные гидрокарбонатные с минерализацией до 400 мг/дм^3 .

Подземные воды современных морских отложений, изученные в районе пос. Корф до глубин 34 м по химическому составу отвечают морской воде. Их минерализация – от 20 до 28 г/дм^3 при хлоридном натриевом составе. При удалении от берега минерализация вод в этом горизонте снижается, постепенно опресняясь.

Миоценовый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных образований (N₁) развит на северном побережье зал. Корфа и приурочен к участкам распространения медвежжинской и пахачинской свит. Выделяются два водоносных горизонта.

Первый в основании пахачинской свиты в песчаниках и конгломератах мощностью 30–50 м. Характеризуется восходящими источниками с дебитами 5–6 $\text{дм}^3/\text{с}$. Второй горизонт с напорными порово-пластовыми водами характеризуется низкими удельными дебитами скважин от 0,03 до $1,04 \text{ дм}^3/\text{с}$. Воды по составу хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/дм^3 .

Палеогеновый мерзлотно-таликовый водоносный комплекс вулканогенно-терригенных образований (P). Он охватывает стратиграфические подразделения от палеоцена до олигоцена на территории полуостровов Ильпинского и Говена. Площадь их распространения входит в зону преимущественно массивно-островной мерзлоты. Мощность мерзлоты в низовьях долин не превышает 50 м, а в верховьях достигает 100 м и более. В верхних частях гидрогеологического разреза содержатся надмерзлотные грунтово-трещинные воды сезонно-талого слоя. Подмерзлотные порово-пластовые и трещинно-пластовые напорные воды вскрыты скважинами в ряде пунктов. В районе пос. Корф глубина вскрытия подземных вод составляла от 3 до 38 м. Дебиты скважин – от 0,4 до $17,0 \text{ дм}^3/\text{с}$. Величина напора достигала 13,2 м. Дебиты восходящих источников, приуроченных к данному комплексу, характеризуются величинами от 0,3–0,5 до $10,0 \text{ дм}^3/\text{с}$ и более. По ионному составу воды комплекса очень пестрые. Минерализация их также изменчива. Преобладают пресные, пригодные для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Вместе с тем встречаются воды повышенной минерализации до $7,8 \text{ г/дм}^3$ сульфатно-гидрокарбонатного состава, связанных с зонами окисления сульфидов, с повышенными содержаниями железа (до $6,5 \text{ мг/дм}^3$). Для данного комплекса также характерны проявления сероводородных вод. В прибрежных участках отмечается засоление подземных вод за счет подтока морских вод. С зонами разломов связаны выходы немногочисленных термальных источников температурой до 37°C .

Хайрюзовско-Лесновская система криогенных гидрогеологических массивов (Ш₁) приурочена к одноименным поднятиям. Здесь развита ост-

ровная и массивно-островная мерзлота мощностью от первых метров на прибрежных участках до 100–150 м на водораздельных участках. По долинам рек широко распространены наледы. В пределах массивов выделяются два основных слабо изученных гидрогеологических подразделения.

Водоносный мерзлотно-таликовый комплекс палеогеновых вулканогенно-терригенных образований (Р) выделяется в поле распространения кинкильской свиты, представленной преимущественно андезибазальтами. Здесь распространены надмерзлотные воды деятельного слоя в элювиально-делювиальном чехле мощностью от 0,5 до 1,5 м. Характер источников нисходящий. Дебиты их изменяются от 0,1 до 0,5 дм³, иногда более. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 50–130 мг/дм³. Часто встречаются сероводородные и железистые источники. Данных о подмерзлотных водах не имеется.

Водоносная мерзлотно-таликовая зона трещиноватости меловых вулканогенных образований (vК) развита в небольших блоках антиклинальных сводов, сложенных метаморфизованными образованиями геткилинской и ирунейской свит. Данные о водоносности этих пород единичны. Редкие источники характеризуются дебитами до 0,1 дм³/с. Данных о химическом составе подземных вод этого подразделения не имеется.

Охарактеризованные выше гидрогеологические структуры и выделяемые в их пределах гидрогеологические подразделения находятся в тесной взаимосвязи с многолетней мерзлотой, выступающей в качестве регионального водоупора. Этот факт, в первую очередь, определяет условия формирования ресурсов подземных вод и их гидродинамический режим. В целом в мерзлотно-гидрогеологическом разрезе на территории листа выделяется три гидродинамических этажа.

Верхний отождествляется с зоной свободного водообмена и включает в себя повсеместно распространенные надмерзлотные воды сезонно-талого слоя и воды таликов различных морфогенетических типов (подрусловые, подозерные и др.). Воды таликов представляют собой важнейший источник для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Средний этаж представлен водоупорной толщей мерзлых пород различной мощности. К нижнему этажу относятся подмерзлотные воды как пластового типа в артезианских бассейнах, так трещинно-жильного типа в гидрогеологических массивах. Последние напрямую связаны с зонами разломов, по которым осуществляется как разгрузка, так и питание подмерзлотных вод. Подмерзлотные воды сквозных таликов являются наиболее перспективным и стабильным источником для водоснабжения при условии устойчивости дебитов скважин и их защищенности от внешних источников загрязнения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

СУША

Территория листа расположена в субарктическом и бореальном климатических поясах и включает разнообразные природные ландшафты, особенно последние напрямую зависят от сочетания ряда факторов, главными из которых являются рельеф, растительность, почвы и многолетняя мерзлота [90]. Большая часть территории (около 50 %) представляет собой область интенсивных поднятий, где формируется резко расчлененный рельеф с гребневыми водоразделами, крутыми склонами, покрытыми крупноглыбовым элювием. Руслу водотоков глубоко врезаны и местами имеют каньонообразную форму. Примерно 30 % площади листа занимают равнины с нерасчлененным и слаборасчлененным рельефом с выс. отм. до 100 м с водноледниковыми, морскими и аллювиальными отложениями. Остальную часть занимает расчлененный рельеф всхолмленных возвышенностей с превышениями от 100 до 500 м.

В соответствии с морфоструктурным районированием и преобладанием экзодинамических процессов на территории выделяются области денудации, транспортировки и аккумуляции. Области денудации охватывают территории средне- и низкогорья с выс. отм. от 300 до 1500 м. Области транспортировки тяготеют к пойменно-террасовым долинам, а области аккумуляции к обширным межгорным впадинам с субарктическими тундрами (Парапольская, Пенжинская и другие межгорные впадины). С учетом высотной зональности, характера растительности, почвенного покрова и мерзлотности в пределах этих областей на данной стадии изученности выделено восемь типов ландшафтов.

Первый тип ландшафта гольцово-тундровый распространен в северо-западной части листа в пределах осевой части Ичигемского хребта в верховьях рек Кегали, Шайбовеюм, Тылхой и Оклан.

Второй тип ландшафта со стланиками и лиственничными рединами имеет ограниченное распространение в северной части листа в бассейне нижнего течения р. Шайбовеюм по ее правому борту.

Третий тип ландшафта лесотундровый стланиковый имеет широкое распространение во всех глыбово-складчатых структурах Охотско-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей, в большей степени сложенных преимущественно вулканогенными образованиями мезозоя.

Четвертый тип редколиственничный развит в северо-западной части листа на складчато-глыбовом основании, сложенном терригенными и вулканогенными образованиями и окаймляет первый тип ландшафта.

Пятый тип стланиковый широко распространен в пределах складчато-глыбовых структур, сложенных терригенными и вулканогенными образованиями как в пределах Охотско-Чукотской, так и Корякско-Камчатской складчатых областей.

Шестой тип ландшафта связан с пойменно-террасовыми долинами, развитыми во всех геоморфологических областях.

Седьмой тип приурочен к лесотундровым межгорным аккумулятивным впадинам, наиболее крупными из которых являются Пенжинская, Паранпольская, Пареньская и Вывенская.

Восьмой тип ландшафта распространен в пределах приморских низменностей и тяготеет к участкам вдоль побережья Пенжинской губы и заливов Берингова моря.

Практически для всех этих типов характерно промерзание горных пород от сплошного на севере территории до массивно-островного и островного на юге. В этих условиях почти повсеместно формируются надмерзлотные грунтовые воды сезонно-талого слоя.

Подробная характеристика выделенных типов ландшафтов приведена в условных обозначениях к прилагаемой эколого-геологической схеме.

Эколого-геологическую обстановку на территории листа, в первую очередь, определяют экзогенные и эндогенные факторы, оказывающие влияние как на условия жизнедеятельности человека, так и на животный и растительный мир.

К первым в горно-складчатых областях, за счет интенсивного проявления нивационных и гравитационных процессов, относятся осыпи, курумы, обвалы, оползни, сели. Они преимущественно возникают на водоразделах и склонах горных массивов в пределах Ичигемского, Пенжинского, Корякского, Пылгинского и других хребтов. В равнинных и в пойменно-террасовых ландшафтах шестого–восьмого типов в районах развития тундр и болот широко проявлены такие негативные, с точки зрения освоения территории, криогенные процессы как термокарст, бугры пучения, интенсивная солифлюкция, суффозия, заболачивание.

В целом пораженность экзогенными процессами почти для всей территории листа оценивается как сильная (более 25 %). Однако в большинстве своем (при существующей степени изученности площади) проявления опасных и неблагоприятных экзогенных процессов в масштабе схемы, в силу их повсеместного развития, показаны неразделенными. Поэтому на схеме отображены только обширные площади заболачивания, участки интенсивной береговой абразии [67] и участки широкого развития скальных пород и каменных россыпей [238].

Практически во всех морфоструктурных зонах широко распространены наледи различной морфологии, генезиса и размеров. Наледообразование в большей степени обусловлено разгрузкой напорных вод подмерзлотного и подруслового стока преимущественно в долинах рек.

Вдоль побережья Пенжинской губы и на Тихоокеанском участке широко проявлены процессы береговой абразии с интенсивным разрушением коренных пород. Местами здесь выработаны почти отвесные клифы, протягивающиеся иногда на десятки километров. Высота клифов на отдельных участках достигает 50 м и более.

К эндогенным опасностям относится повышенная сейсмичность территории. По уровню сейсмической активности на территории листа выделяются три зоны. Первая зона с магнитудой до 5–6 баллов охватывает северо-западную часть территории. Вторая с магнитудой до 7 баллов охватывает центральную часть Корякского нагорья. Третья зона с магнитудой более 8 баллов тяготеет к юго-восточной части территории. По данным инструментальных наблюдений здесь зафиксированы три землетрясения. В 1991 г. произошло Хаилинское землетрясение в бассейне р. Вывенка с магнитудой 6,7. В той же точке в 2006 г. произошло Олюторское землетрясение с магнитудой 7,6, которое ощущалось на расстоянии до 600 км от эпицентра. Значительно пострадали поселки Тиличики, Корф и Хаилино. Последнее, Ильпырское землетрясение с магнитудой 5,8–6,0 произошло 13 марта 2013 г. вблизи южной рамки листа [305].

В прибрежно-морской зоне в связи с высокой сейсмической активностью низменные участки являются потенциально опасными в случае возникновения волн цунами.

Для эколого-геохимической оценки территории листа имеющихся материалов крайне недостаточно. Такие оценки в очень ограниченных объемах были осуществлены при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 при составлении листов Госгеолкарты второго поколения (Р-58-XXIX, XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI). По результатам этих работ установлено, что, как правило, содержания токсичных элементов в коренных породах, донных осадках, почвах в целом не превышают предельно допустимых концентраций. Лишь на территории листа Р-58-XXXV в районе мышьяково-сурьмяного проявления Звездное в коренных породах установлены содержания токсичных элементов 2-го класса опасности до 8 ПДК. На территории листа Р-58-XXXVI в районе Олюторского сурьмяно-ртутного месторождения содержания ртути в рыхлых отложениях – до 16 ПДК, а в коренных породах – до 8 ПДК.

Экологическое состояние природных поверхностных и подземных вод, в силу отсутствия техногенного их загрязнения, в целом можно оценить как благоприятное. Вместе с тем на территории листа, в основном в южной его части, местами отмечаются участки разгрузки неблагоприятных для питьевого водоснабжения сероводородных вод, которые в ряде случаев формируются в поле развития вторичных сероносных кварцитов (месторождение Малетой-ваямское).

Территория листа экономически слабо освоена и заселена. Техногенное изменение и загрязнение природной среды в целом носит локальный характер и связано в основном с проводимыми здесь геологоразведочными работами и немногочисленными, в целом малонаселенными, пунктами. На эколого-геологической схеме показаны территории наиболее активного хозяйственного освоения на основе горнодобывающих и геологоразведочных ра-

бот, а также единичные эксплуатируемые месторождения, карьеры, участки обработки россыпей. На основании этих работ могут определяться участки для создания инфраструктуры селитебных объектов, что влечет за собой как изменение природных ландшафтов, так и загрязнение среды обитания человека и животного мира. Транспортная сеть на территории слабо развита и представлена грунтовыми дорогами и зимниками.

На территории имеются два природоохранного участка Корякского заповедника. Первый расположен в бассейне нижнего течения р. Куюл, а второй – на территории п-ова Говена.

Охарактеризованные выше эколого-геологические условия территории позволяют выделить в пределах суши три категории площадей, различающихся по условиям жизнедеятельности человека. Они показаны на схеме эколого-геологической обстановки масштаба 1 : 5 000 000. Площади с удовлетворительной обстановкой выделяются в северо-западной части листа с преобладанием экзогенных и криогенных процессов в горно-складчатых районах. Вследствие проявления активных экзогенно-криогенных процессов, интенсивного площадного заболачивания и повышенной сейсмичности в межгорных впадинах складывается напряженная обстановка. Юго-восточная часть территории характеризуется кризисной эколого-геологической обстановкой вследствие широкого проявления как неблагоприятных экзогенно-криогенных процессов, так и высокой сейсмичности.

АКВАТОРИЯ

Слабое хозяйственное освоение территории позволяет говорить о незначительном общем антропогенном воздействии в пределах изучаемой акватории.

Основные тенденции и закономерности экологической ситуации в акватории показаны на эколого-геологической схеме.

Характеристика подводных ландшафтов

В основе эколого-геологического картографирования морских акваторий лежит ландшафтное районирование, базирующееся на анализе морфоструктурного положения, рельефа, гидро- и литодинамических условий, состава донных отложений.

В границах морской части листа расположены шельф и материковый подводный склон, представляющие два типа ландшафта. Выделение классов аквальных ландшафтов в пределах этих типов определяется глубиной моря, удаленностью от берега, рельефом дна и гидродинамической ситуацией.

Общей особенностью изученной акватории является активная динамика вод в пределах шельфовой зоны с локальным развитием процессов устойчивой аккумуляции осадочного материала и транзитный режим на материковом склоне. В пределах изучаемой акватории выделено шесть классов ландшафтов.

Абразионно-аккумулятивный равнинный класс (9) на плоских и субгоризонтальных выровненных поверхностях обособленного шельфа от уреза воды до глубин 20–30 м. Его образование и развитие обусловлено про-

цессами волновой абразии, вдольбереговыми и приливно-отливными течениями. Имеет свое распространение в районе Пенжинской губы. Дно сложено гравийно-галечными палимпсестовыми отложениями и песчаными терригенными осадками, что обусловлено активным воздействием на дно волнений, вдольбереговых и приливно-отливных течений. В пределах этого класса ландшафтов отмечены отдельные выходы дочетвертичных пород. Основная форма рельефа представлена пологонаклонной равниной со средними уклонами дна до 20'.

Эрозионно-аккумулятивный всхолмленный класс (10) на субгоризонтальной поверхности обособленного шельфа с глубинами до 50 м распространен в пределах Пенжинской губы. Уклон дна составляет менее 3'. Его формирование обусловлено воздействием эрозионно-аккумулятивных процессов, вызванных приливно-отливными течениями по оси север–юг. Дно сложено отложениями широкого гранулометрического спектра от песчано-алевритовых терригенных до гравийно-галечных палимпсестовых. Отличительной чертой рельефа данного класса ландшафтов является наличие положительных форм рельефа высотой до 10 м в виде пологих холмов. Данные формы рельефа, по-видимому, имеют субазральное происхождение. Почти повсеместно преобладает транзит осадочного материала с выносом его в более глубоководные участки дна.

Аккумулятивный мелководный равнинный класс (11) на слабонаклонных и наклонных поверхностях открытых побережий внутреннего шельфа, которые формируются под воздействием волновых процессов с участием приливных и вдольбереговых течений. Глубины достигают 40–60 м. Распространен в пределах заливов Корфа и Анапка. Дно сложено терригенными гравийно-галечными, песчано-гравийными и песчаными отложениями, а также палимпсестовыми гравийно-галечными отложениями. Преобладают процессы волновой аккумуляции. Наблюдается транзит осадочного материала и его вынос в более глубоководные зоны моря.

Эрозионно-аккумулятивный мелкохолмистый класс (12) на слабонаклонных поверхностях шельфа с развитием процессов волновой аккумуляции находится в пределах Олюторского залива. Дно сложено терригенными песчаными и песчано-алевритовыми осадками. Характерен преимущественно транзитный режим осадочного материала с выносом за пределы шельфа.

Аккумулятивно-эрозионный склоновый класс (13), выровненный в пределах впадины глубиной более 50 м. Имеет локальное распространение в районе Пенжинской губы. Уклоны склонов – до 1,5°. Преобладающими рельефообразующими процессами выступают, наряду с неотектоническими, гравитационные и эрозионные. Дно сложено дочетвертичными и терригенными гравийно-галечно-песчаными отложениями. Характерна опасность локального развития оползневых процессов. Наблюдается транзит осадочного материала с возможным выносом во впадину.

Эрозионно-аккумулятивный класс (14) склоновый расчлененный со средними уклонами до 3° на поверхности материкового склона с преимущественным развитием аккумулятивных процессов. Дно склона сложено в основном терригенными алевритами. Характерна опасность развития оползневых процессов и турбидитов.

Характеристика опасных геологических процессов

Из общей генетической классификации экзогенных геологических опасностей для морских акваторий следует выделить две группы опасностей: обусловленные энергией рельефа и связанные с воздействием вод. К первой группе относятся такие типы опасностей как оползни, обвалы и суспензионные (мутьевые) потоки, ко второй – абразия, термоабразия, размыв, вдольбереговое перемещение наносов и затопление.

Перечисленные экзогенные геологические процессы и явления наиболее значимы и представляют опасность при реализации различных видов хозяйственной деятельности человека на акватории: гидротехническое строительство, разработка минерально-сырьевых ресурсов, освоение береговой зоны.

Абразия, размыв и вдольбереговое перемещение наносов имеют широкое площадное распространение. Абразия берегов и дна, вдольбереговое перемещение наносов развиваются в пределах всей береговой зоны и подводного берегового склона, находящихся в рамках листа. На изученной территории широко развиты абразионные берега: собственно абразионные (Пенжинская губа), абразионно-солифлюкционные (в зал. Корфа). Эти берега имеют значительную высоту и подвержены активным абразионным процессам. В районе Олюторского залива и Пенжинской губы выработаны почти отвесные клифы, простирающиеся на десятки километров. Высота клифов на отдельных участках достигает 50 м и более. Развитие вдольбереговых течений обусловлено сильными волнениями, типичными для всего рассматриваемого побережья.

Процессы размыва дна развиты во многих частях акватории независимо от глубины и удаленности от берега. Причиной этого являются сильные приливно-отливные течения, скорость которых в Пенжинской губе достигает 1,5–2,0 м/с, штормовые волнения, которые особенно характерны для осеннего времени года, а также волнение на участках дна с глубинами менее 50–70 м. Отражение процессов размыва на дне – обширные участки развития гравийно-галечных и песчано-гравийных отложений как терригенных, так и палимпсестовых.

Из эндогенных процессов наиболее значимым является сейсмичность и связанные с ней цунами. Рассматриваемая область относится к 8-балльной зоне интенсивности сотрясений с вероятностями $P = 0,1$ и $P = 0,05$ и к 9-балльной зоне с вероятностью $P = 0,01$ по сейсмической шкале MSK-64.

Характеристика техногенных объектов

Изучаемая территория листа является малоосвоенным районом с практически отсутствующими источниками прямого воздействия на изучаемую акваторию. Влияние антропогенной деятельности может проявляться через выносы загрязняющих веществ реками, дренажными площади суши, в пределах которых реализуются различные виды хозяйственной деятельности или на их берегах расположены населенные пункты. Однако в целом для всего изученного района на современном этапе развития хозяйственной инфраструктуры антропогенное влияние можно рассматривать как незначительное.

Химическое загрязнение почв и поверхностных вод в пределах водосборной площади акватории отсутствует.

Устойчивость подводных ландшафтов к химическому загрязнению

Для выделенных классов подводных ландшафтов устойчивость к химическому загрязнению можно охарактеризовать следующим образом.

В пределах *абразионно-аккумулятивного равнинного на плоских и субгоризонтальных выровненных поверхностях обособленного шельфа с глубинами до 20–30 м класса ландшафтов* выражен транзит осадочного материала. Основным механизмом устойчивости к химическому загрязнению является вынос осадочного материала с низкой способностью к консервации, захоронению и деструкции загрязняющих химических веществ. Дно сложено терригенными гравийно-галечными и песчаными отложениями. Для этого класса ландшафта характерны средняя контрастность рельефа, высокая интенсивность перемешивания вод, низкая ассимиляционная емкость осадков и глубины до 30 м. Существует потенциальная опасность концентрации поллютантов на локальных аккумулятивных участках береговой зоны (особенно в устьях рек) в связи с близостью потенциальных источников загрязнения. По набору признаков этот класс отвечает низкой устойчивости к химическому воздействию.

Эрозионно-аккумулятивный всхолмленный на субгоризонтальной поверхности обособленного шельфа с глубинами до 50 м класс ландшафта характеризуется преимущественным транзитом осадочного материала, сопровождающимся выносом загрязняющих веществ. В то же время для этого класса отмечается относительно низкая способность к консервации, захоронению и деструкции загрязняющих химических веществ. Дно сложено отложениями широкого гранулометрического спектра от терригенных песчано-алевритовых до гравийно-галечных палимпсестовых. Данный класс ландшафта характеризуется относительно высокой контрастностью рельефа, средней интенсивностью перемешивания вод, относительно высокой ассимиляционной емкостью осадков и глубинами до 50 м. По сравнению с предыдущим классом ландшафта здесь выше риск возникновения локальных зон аккумуляции поллютантов. По набору признаков данный класс относится к среднему уровню устойчивости ландшафтов к химическому воздействию.

Аккумулятивный мелководный равнинный на слабонаклонных и наклонных поверхностях открытых побережий внутреннего шельфа класс ландшафта характеризуется преимущественным выносом осадочного материала, низкой способностью к консервации и захоронению химических загрязняющих веществ. Дно сложено терригенными гравийно-галечными, песчано-гравийными и песчаными отложениями на породах четвертичного и дочетвертичного возраста, а также палимпсестовыми отложениями. Для этого класса ландшафтов отмечается низкая контрастность рельефа, высокая интенсивность перемешивания вод, низкая сорбционная емкость осадков и глубины до 40–60 м. По устойчивости к химическому воздействию класс относится к средней группе.

Эрозионно-аккумулятивный мелкохолмистый на слабонаклонных поверхностях шельфа класс ландшафта. Дно сложено терригенными песчаными и песчано-алевритовыми осадками. Отмечается преимущественно транзитный режим осадочного материала с выносом загрязняющих химических веществ за пределы шельфа. Ландшафт характеризуется средним уровнем контрастности рельефа, высокой интенсивностью перемешивания вод, средними показателями сорбционной емкости осадков, глубиной моря до 200 м. Все это в целом определяет средний уровень устойчивости к химическому воздействию.

Аккумулятивно-эрозионный склоновый выровненный в пределах впадины с глубинами более 50 м класс ландшафта характеризуется очень низкой способностью к консервации, захоронению и деструкции загрязняющих химических веществ, за счет низкой контрастности рельефа, средней интенсивности перемешивания вод, низкой ассимиляционной емкости осадков. Риск локальной концентрации загрязняющих веществ незначителен. В целом это определяет относительно высокий уровень устойчивости к химическому воздействию.

Ландшафт эрозионно-аккумулятивный склоновый расчлененный со средними уклонами дна до 3° на поверхности материкового склона. Дно сложено в основном алевритами. Отмечается возможность развития оползневых процессов и турбидитов. Высокая контрастность рельефа, средняя интенсивность перемешивания вод, средний уровень сорбционной емкости осадков, глубина моря – до 300 м. По всем признакам данный класс ландшафта отвечает среднему уровню устойчивости к химическому загрязнению.

Эколого-геологические обстановки

При определении эколого-геологических обстановок на акватории листа учитывались следующие параметры: риск развития эндогенных и экзогенных геологических опасностей (обусловленных энергией рельефа и связанных с воздействием поверхностных вод), влияние современных источников техногенного воздействия, уровень нарушенности геологической среды, степень химического и радиоактивного загрязнения воды и донных осадков. Из пяти возможных градаций обстановок – благоприятная, удовлетворительная, напряженная, кризисная и катастрофическая – на изучаемой акватории выделены две.

Благоприятная обстановка охватывает все классы выделенных в акватории ландшафтов, за исключением аккумулятивно-эрозионного склонового выровненного в пределах впадины и эрозионно-аккумулятивного склонового расчлененного на поверхности материкового склона. Эта обстановка характеризуется отсутствием какого-либо заметного техногенного воздействия на акваторию и нарушенности геологической среды, фоновым содержанием химических элементов в донных осадках, отсутствием радиохимических и геохимических аномалий (за исключением очень локальных участков шлиховой минерализации на золото). На шельфе в определенной степени выражены экзогенные геологические процессы, обусловленные поверхностными водами

и приводящие к размыву и транзиту осадочного материала на локальных участках дна.

Напряженная обстановка отмечается в пределах следующих классов ландшафтов: аккумулятивно-эрозионного склонового выровненного в пределах впадины и эрозионно-аккумулятивного склонового расчлененного со средними уклонами до 3° на поверхности материкового склона. При отсутствии техногенного воздействия и при благоприятных геохимическом и радиохимическом фонах в перечисленных классах ландшафтов существуют экзогенные геологические опасности, обусловленные воздействием поверхностных вод и энергией рельефа (силой тяжести). При ведущем значении аккумулятивно-эрозионных процессов на отдельных участках дна высок риск размыва поверхностей выработанного шельфа. На материковом склоне проявлены экзогенные геологические опасности, обусловленные гравитационными силами (энергией рельефа). Это предопределяет высокую вероятность возникновения оползневых и даже обвальных процессов, а также мутьевых потоков.

Сохранение выделенных в акватории эколого-геологических обстановок должно быть обеспечено обязательностью геолого-экологического сопровождения любого вида хозяйственной деятельности в прибрежных районах и акватории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе обобщены все новейшие геолого-геофизические материалы, накопленные за последние 30 лет после завершения составления предыдущего издания этого листа, в первую очередь данные Госгеолкарт-200 второго поколения, тематических исследований, материалы геофизических, геохимических, поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых. Выполнено дешифрирование аэро- и космических материалов, использованы данные собственных полевых наблюдений. Все это способствовало существенному уточнению структуры территории и построению геологической карты.

В сравнении с картами предыдущих поколений геологическая карта отличается большей детальностью, все картографируемые геологические образования показаны в системе местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей актуализированной стратиграфической шкалой. Существенно уточнено структурно-фациальное районирование, выполненное для основных этапов развития территории, для которых на основе новейших данных составлены схемы корреляции отложений. Впервые составлена карта четвертичных образований и охарактеризовано геологическое строение акваториальной части листа.

В соответствии с геологическим заданием составлены карты полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, характеризующие современное состояние минерально-сырьевой базы региона и перспективы ее развития, а также схемы следующего содержания: эколого-геологическая схема, позволяющая оценить эколого-геологическое состояние среды со всем комплексом геологических опасностей; геоморфологическая схема; структурно-гидрогеологическая схема; тектоническая схема, составленная с использованием обобщенных и переинтерпретированных материалов гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000 по северной части Камчатского края и карты морфологии магнитного поля листа; на базе материалов глубинного геофизического профиля отражено глубинное строение региона.

Территория листа входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса и в структурном отношении является составной частью Верхояно-Чукотской складчатой и Корьякско-Камчатской покровно-складчатой систем. Общие особенности строения территории определяются ее положением в переходной зоне от континента к океану, обусловившим интенсивные проявления магматической и тектонической активности.

В геологической истории региона выделены эпохи, для каждой из которых характерны свои палеогеографические условия, в которых формировались геологические подразделения. Характерной особенностью для большинства эпох является синхронное накопление осадочных отложений и вулканогенных образований, латеральное расположение которых отражено в легенде к геологической карте. Особое значение в пределах рассматриваемой территории имеют зоны чешуйчато-надвигового строения, сопряженность складчатых структур с разрывными нарушениями, а также с горизонтальными движениями регионального масштаба, о чем свидетельствуют зоны полимиктовых терригенного и серпентинитового тектонических меланжей.

Уточнен вещественный состав ганычаланского («перидотит-габбровый») по СЛ-2007) комплекса и его принадлежность к дунит-гарцбургит-габбровой «офиолитовой» формации с присущим и реститогенными геохимическими особенностями ультрамафитов и специфическим низкощелочным, натровым, умеренно глиноземистым и низкотитанистым типами габброидов.

На основе U-Pb определений возраста цирконов (ФГУП «ВСЕГЕИ») получены конкордантные значения времени формирования габбро – $565 \pm 4,9$ млн лет и пироксенитов – $560,8 \pm 5,4$ млн лет (верховье р. Харитоня), а для габбро бассейна р. Таловка установлен спектр датировок от 600 до 1632 млн лет. Для двух образцов плагиогранитов, прорывающих ультрамафиты и габбро (верховье р. Харитоня), получены конкордантные значения возраста 576 ± 5 млн лет и $578 \pm 6,7$ млн лет. В целом по совокупности этих новых данных очевидно, что время становления ганычаланского комплекса – позднепротерозойское (вендское), тогда как ранее в этот комплекс датировался ордовиком. Полученные данные хорошо согласуются и с датировкой габбро этого комплекса методом Ar/Ar – 559 ± 3 млн лет [180], а также с наличием ультрамафитов и габброидов в составе конгломератов оленинской свиты ордовика.

Впервые выделен гипабиссальный таловский пикритовый комплекс, объединяющий дайки пикритов бассейнов рек Таловка, Харитоня и п-ова Елистратова. На основании геологических соотношений с вмещающими образованиями установлен их раннемеловой возраст, тогда как ранее дайки пикритов рассматривались в составе ганычаланского комплекса.

На основании геологических соотношений, а именно постепенной смены по разрезу кластических перидотитов массива горы Длинная Куюльского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса терригенными раннемеловыми отложениями, обоснована верхняя возрастная граница его становления. Подтверждается это и данными изотопного U-Pb датирования цирконов гарцбургитовой брекчии горы Длинная с диапазоном датировок от 125 до 142 млн лет и пегматоидного амфиболитового габбро петротипического Куюльского массива с диапазоном датировок от 134 до 142 млн лет. На основании анализа петро-геохимических материалов уточнены особенности состава комплекса – супрасубдукционный геохимический тип ультрамафитов и мафитов, что находит отражение и в минеральном составе этих пород с постоянным присутствием в габбро, а иногда и в перидотитах первично магматических амфиболов.

На территории листа установлены полезные ископаемые почти всех групп – горючие, металлические и неметаллические, подземные воды. На карту вынесены месторождения, проявления, пункты минерализации, шлиховые, литогеохимические ореолы и потоки рассеяния. Ореолы и потоки рассеяния вынесены на площадях с малой насыщенностью проявлениями полезных ископаемых.

Приводимые запасы и ресурсы полезных ископаемых по объектам утверждены на 1.01.2014 г. ТКЗ Управления по недропользованию по Камчатскому краю и ГБЗ.

На карте учтены 617 коренных объектов полезных ископаемых (в т. ч. месторождений – 26, проявлений – 389, минеральных источников – 24, пунктов минерализации – 201), россыпные месторождения и россыпепроявления золота и платины, в т. ч. 12 платины, 11 россыпепроявлений золота и золота с платиной, 47 россыпей золота, одно россыпепроявление демантоидов совместно с золотом и платиной. Показаны также геохимические и шлиховые ореолы.

Из известного на территории листа многообразия рудных и нерудных полезных ископаемых стратегическое значение имеют золото – коренные и россыпные месторождения, проявления, платина – россыпные и коренные месторождения и проявления, а также проявления серебра. Наиболее важными и перспективными являются золоторудные объекты серебряно-золотой адуляр-кварцевой рудной формации (Кегалинский, Тылхойский, Ичигинский, Малетойваямский и Ветровоямский серебряно-золоторудные узлы); серебряные объекты (Ильвапинанский и Уннэйский золото-серебрянорудные узлы); россыпного золота (Понтонейская золото-россыпеносная зона, Хиузно-Ушканьинский район) и платины (Сейнав-Гальмоэнанский узел). С ними связаны основные перспективы промышленного освоения территории листа. Подчиненное значение имеют рудные объекты меди, ртути, камнесамоцветного сырья. Энергетическим сырьем местного значения являются каменный и бурый уголь. В морской части листа имеются перспективы в отношении нефтегазоносности. Практический интерес представляют также месторождения строительных материалов.

Выделены продуктивные эпохи рудообразования. Установлено, что несмотря на длительную (с раннего архея) историю геологического развития территории, собственно минерагеническая история ее начинается с поздней юры. Выделены четыре продуктивные минерагенические эпохи: позднеюрская–раннемеловая, раннемеловая–раннеэоценовая, среднеэоцен–раннемиоценовая и среднемиоцен–четвертичная.

Позднеюрская–раннемеловая минерагеническая эпоха проявилась при формировании образований Таловско-Майнского поднятия, а также образований чехла блоков Омолонского массива. Минерализация генетически связана с плутоническими комплексами – куюльским габбро-дунит-гарцбургитовым (хром, платина, золото и серебро, медь), бебеканским комплексом щелочных сиенитов (редкие земли), мургальским габбродиорит-плагиогранитовым (золото и серебро, молибден, медь).

Раннемеловая–раннеэоценовая минерагеническая эпоха проявилась широко по всей территории. В северной части территории в ранне-позднемеловое

время происходит тектоно-магматическая активизация с формированием ОЧВП и образование оруденения, связанного с интенсивным магматизмом пояса. Ведущая роль принадлежит объектам серебряно-золотой адуляр-кварцевой и золоторудной кварцевой формаций. Важны также проявления серебряно-полиметаллической и серебряно-силикатно-сульфосольной формаций. В позднемеловое время в Ветвей-Укэлятском поднятии формируются рудопроявления хромитовой с платиноидами формации габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов вывенского комплекса и оловорудно-силикатно-сульфидной.

Среднеэоцен–раннемиоценовая минерагеническая эпоха связана со становлением Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса. Формируются объекты рудных формаций: золото-серебряной (месторождение Амети-стовое), большое количество серебряных проявления, сурьмяно-ртутное месторождение Олюторское.

В среднемиоцен-четвертичной минерагенической эпохе выделено два этапа. Минерагения средне-позднемиоценового этапа проявилась при формировании ЦКВП. В это время образовались крупные поля вторичных кварцитов, в которых выявлены проявления золота золото-серебряной формации алуни-кварцевого типа и, предположительно, молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации; месторождения самородной серы. Плиоцен-четвертичный этап – это время россыпеобразования, которое характеризуется главным образом образованием большого количества россыпей золота в бассейнах рек Кондырева, Ушканья, Ветвистая, Аковская; россыпей платины в бассейнах рек, дренирующих габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы вывенского комплекса позднего мела.

Проведено минерагеническое районирование территории. В шести минерагенических зонах и двух угольных бассейнах выделены и охарактеризованы 12 районов, 25 рудных и россыпных узлов и зон. Даны прогнозные ресурсы полезных ископаемых разных категорий. Выделены два новых рудных узла – Ветроваямский серно-медно-золоторудный и Ниньчекский серебряно-золоторудный и приведена их перспективная оценка.

Даны рекомендации дальнейших работ, которые сводятся к следующему.

Региональные геологические исследования масштаба 1 : 200 000:

– ГДП-200 листов Р-58-III, -IV, -V, -VIII, IX, X, XI в пределах Холоховчан-Окланского серебряно-золоторудно-россыпного района (5400 км²), расположенного в центральной части Тылхойско-Мургальской серебряно-золоторудно-россыпной минерагенической зоны, на выявление серебряно-золотого оруденения эпитермальной серебряно-золотой адуляр-кварцевой, реже золоторудной кварцевой формаций в вулканогенных и плутонических комплексах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Прогнозные ресурсы золота категории Р₃ – 161 т, серебра – 1681 т (I очередь).

Поисковые и поисково-оценочные работы:

– Ветроваямский серно-медно-золоторудный узел (900 км², Р-58-XXVIII, -XXXIII, -XXXIV) в пределах Малетойвям-Ветроваямского серно-медно-золоторудного района Центрально-Камчатской минерагенической зоны на выявление крупнообъемного золоторудного месторождения эпитермального кварц-алунитового типа и молибден-медно-порфиروهого золотосодержащего.

Прогнозные ресурсы категории P_3 : золото – 226 т; медь – 6300 тыс. т; молибден – 210 тыс. т (ПОР, I очередь);

– Уннэйский прогнозируемый золото-серебрянорудный узел (780 км², Р-58-XXII, -XXVIII) Ичигин-Уннейваямского оловянно-серебряно-золоторудно-россыпного района Центрально-Корякской минерагенической зоны на выявление золото-серебряного оруденения серебряно-сульфидно-сульфосольной формации в жилах, жильных зонах и крупнообъемных залежах с прожилково-вкрапленным типом оруденения в минерализованных зонах в вулканогенных образованиях эоцен-олигоцена. Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 – 1200 т; золота – 20 т (ПР, I очередь);

– Сейнав-Гальмознанский платиноворудно-россыпной узел (990 км², Р-58-XXIX) Ватынско-Вывенской платиновой руднороссыпеносной зоны Олюторской минерагенической зоны на выявление месторождений коренной платины в габбро-клинопироксенит-дунитовых массивах позднего мела. Прогнозные ресурсы коренной платины категории P_3 – 45 т (ПОР, I очередь). Эта площадь лицензирована ЗАО «Корякгеолдобыча», поэтому можно лишь рекомендовать ПР вне лицензионной площади на северо-восток по Ватынско-Вывенской зоне на выявление коренной и россыпной платины;

– Ниньчекский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел (660 км², Р-58-IV, V) Тайгоносско-Осиновской минерагенической зоны на выявление золото-серебряного оруденения золоторудной кварцевой и золото-серебряной формаций в минерализованных зонах в вулканогенных и плутонических комплексах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Прогнозные ресурсы категории P_3 : золота – 90 т, серебра – 4100 т (ПР, I очередь).

В заключение следует отметить, что геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, составленные по материалам средне- и крупномасштабных съемочных работ и результатам тематических исследований, обеспечат возможность их использования для целенаправленного планирования геологоразведочных работ более крупных масштабов, геологического доизучения площадей (ГДП-200), поисково-оценочных и тематических работ. Материалы комплекта представляют объективную геологическую основу для проверки и разработки современных геодинамических концепций с учетом «полигонной» роли региона, являющегося одним из важных участков переходной зоны «континент–океан».

Анализ и обобщение материалов по стратиграфии, магматизму, тектонике и геофизике не только подвели итог этапа среднемасштабного геологического картирования и тематических исследований территории листа, но и выявили нерешенные и дискуссионные вопросы, определяющие задачи и направления дальнейших исследований:

– необходимо дальнейшее изучение роли надвиговых структур в геологическом строении региона, уточнение границ, масштабов и времени формирования зон меланжей, а также структурных соотношений с образованиями Верхояно-Чукотской складчатой системы;

– важно установление характера латеральных соотношений разновозрастных вулканогенных и осадочных стратонтов; уточнение возраста куюлпиль-

ской, кингвиевской свит, тумминской, ушканьинской толщ, а также стратон-нов переходного каменноугольно-пермского возраста;

– с учетом выявленных противоречий геологических и радиологических данных требуется уточнение возраста приохотского, мургальского, куюль-ского и вывенского комплексов, необходимо дальнейшее изучение особенностей вещественного состава и радиологического возраста (U-Pb методом по цирконам), близких по составу и возрасту пенжинского, кубавеевского и северо-тайгоносского плутонических комплексов ОЧВП, образования которых, возможно, принадлежат к единому комплексу. Аналогичное доизучение необходимо и для некоторых латеральных рядов вулканических комплексов (чайвавеевского, хайокланского, макковеевского мелового возраста) и вулканических комплексов – тылхойского мелового, кытыймского эоценового и велолныкского эоцен-олигоценового возрастов. Следует подчеркнуть, что особый интерес на обнаружение золото-серебряных проявлений представляют меловые и палеогеновые вулканические комплексы, имеющие в своем составе кислые вулканиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аксенов В. И., Фирсова Э. Е.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-VIII. Объяснительная записка. – М., 1985.
2. *Аксенов В. И., Фирсова Э. Е.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-IV (Кубавеем). Объяснительная записка. – М., 1990. 107 с.
3. *Аксенов В. И., Фирсова Э. Е., Шипицын Г. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-XI (Оклан). Серия Корякская. Листы Р-58-XII (Слаутное), Р-58-XVIII (р. Пальматкина), Р-59-XIII (р. Эссовеем). Объяснительная записка. – М., 1998. 160 с.
4. *Алексеев А. А., Пинтэ В. Э., Корольков А. С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-II. Объяснительная записка. – М., 1979. 63 с.
5. *Алексеев Е. П., Попов Б. Л., Сапрыкин Ю. Ф. и др.* Пояснительная записка к комплексу карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу Р-58 – Пенжинская губа. – СПб.: ФГУ НПП «ГЕОЛОГОРАЗВЕДКА», 2006.
- 5а. *Алексеев Э. С., Кузнецова И. А.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIX. Объяснительная записка. – М., 1980.
6. *Алексеев Э. С.* Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника, 1981, № 1. С. 105–120.
7. *Алексеев Э. С.* Офиолитовый комплекс южной части Корякского нагорья // Геотектоника, 1982, № 4. С. 87–98.
8. *Алексеев Э. С.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXX. Объяснительная записка. – М., 1986.
9. *Аникеева Л. И.* Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья. Автореферат канд. дисс. – Л., 1968. 24 с.
10. *Апрелков С. Е., Декина Г. И., Попруженко С. В.* Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины // Тихоокеанская геология, 1997, т. 16, № 2. С. 46–57.
11. *Апрелков С. Е., Богдан П. С., Попруженко С. В.* Палеовулканоструктуры Уннейва-ямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения (по геолого-геофизическим данным) // Тихоокеанская геология, 2002, т. 21, № 5. С. 51–61.
12. *Астраханцев О. В., Батанова В. Г., Перфильев А. С.* Строение Гальмозанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (южная Корякия) // Геотектоника, 1991, № 2. С. 47–62.
13. *Баженова О. К., Кореньков А. С.* К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильпинского полуострова // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 1. С. 114–117.
14. *Бакакина Е. Е.* Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2001 года. Вып. 76. Строительные камни. Том. II. Часть 8. Дальневосточный Федеральный округ. – М., 2002.

15. Бакакина Е. Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2003 года. Вып. 34. Сера самородная – М., 2003.
16. Батанова В. Г., Астраханцев О. В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника, 1992, № 2. С. 87–103.
17. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Наука, 1977. 171 с.
18. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Наука, 1978. 213 с.
19. Белый В. Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Известия АН СССР, сер. геол., 1981, № 7. С. 36–47.
20. Белый В. Ф., Колясников Ю. А., Красный Л. Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья). – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
21. Белый В. Ф., Акинин В. В. Геологическое строение и офиолиты п-ова Елистратовая. – Магадан, 1985, часть 1. – 57 с., часть 2. – 64 с.
22. Белый В. Ф., Белая Б. В. Поздняя стадия развития ОЧВП (верхнее течение р. Энмываям). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
23. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Меймечиты в Пенжинском хребте // Доклады Академии наук, 1980, т. 250, № 4. С. 928–931.
24. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – М., 1983. С. 138–150.
25. Бибикина Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. – М.: Наука, 1989. 180 с.
26. Бочков С. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Корякская. Листы Р-58-XXVI, XXVII (лет. Рекинники). – М., 1993.
27. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. – М.: Наука, 1968. 228 с.
28. Бурмаков Ю. А., Новаков Р. М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист О-57-V, VI (пос. Лесная, гора Чанколяп), 2007.
29. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Всероссийского минералогического общества, 2008, № 2. С. 1–13.
30. Бочков Ю. М. Стратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений верховьев р. Малой Ауланджи // Нижний мезозой правобережья р. Колымы и северо-западной Камчатки. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 32–46.
31. Бычков Ю. М., Кузнецов В. М., Жуланова И. Л., Бялбжеский С. Г. Триасовые местные стратоны Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС, 1996. 70 с.
32. Валединская Н. В., Алексеев Э. С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXII. Объяснительная записка. – М., 1988.
33. Варнавский В. Г., Мальцев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеанская геология, 1986, № 3. С. 3–13.
34. Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан–континент. – Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
35. Виноградов В. И., Юркова Р. М., Соколов С. Д. и др. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника, 1994, № 5. С. 63–69.
36. Вишневская В. С., Пейве А. А., Соколов С. Д. О возрасте офиолитов Куьюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России). ДАН, 1992, т. 327, № 3. С. 364–367.
37. Вишневская В. С., Соколов С. Д., Бондаренко Г. Е., Пральникова И. Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // ДАН, 1998, т. 359, № 1. С. 66–69.

38. *Воеводин Ю. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-V (р. Хиузная). Объяснительная записка. – М., 1988. 127 с.
39. *Воронков Ю. С.* Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсов УВ, перспективное планирование геологоразведочных работ на нефть и газ на XIII пятилетку и перспективу до 2010 г. в районах Дальнего Востока СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1990.
40. *Гайденко С. В.* Расслоенный ультрабазит-габбровый комплекс Куюльского массива офиолитов. Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. – Владивосток, 1989. С. 168–176.
41. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского АО. Масштаб 1 : 1 500 000 / Отв. исп. Б. И. Сляднев, А. А. Коляда. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005.
42. Геология СССР. Том XXX, кн. 2. – М.: Недра, 1970. 536 с.
43. Геология, полезные ископаемые России. Том 5. Арктические и дальневосточные моря. Книга 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Ред. В. К. Ротман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
44. *Геря Т. В.* Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия. Автореферат докт. дисс., 1999.
45. Гидрогеология СССР. Т. XXVI. Северо-Восток / Ред. О. Н. Толстихин. – М.: Изд-во Недра, 1972. 297 с.
46. *Горелова Н. Н.* Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского нагорья // Геология и разведка, 1990, № 2. С. 73–78.
47. *Горелова Н. Н., Леснов Ф. П.* О гранатсодержащих родингитах из гипербазитовых массивов Корякского нагорья. Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1991. С. 71–83.
48. *Гундобин В. М.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-VII (г. Наблюдения). Объяснительная записка. – М., 1986. 124 с.
49. *Гундобин В. М., Некрасова Ю. С.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-58-XIX, XX, XXV (п-ов Итканский). – М., 1998.
50. *Добрецов Н. Л.* Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. – Новосибирск: Наука, 1974. 412 с.
51. *Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки // ДАН СССР, 1965, т. 160, № 1. С. 196–199.
52. *Другова Г. М., Московченко Н. И., Никитина Л. И.* Биотиты докембрийского комплекса юго-западного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8. С. 37–45.
53. *Жаров А. Э., Митрофанова Л. И., Тузов В. П.* Строение, возраст и перспективы нефтегазоносности Западно-Камчатского бассейна по материалам Западно-Сухановской скважины и его сопоставления с другими осадочными бассейнами Северной Охотии. Тезисы докладов 1-й Международной конференции «Угледородный потенциал Дальнего Востока-2011». Южно-Сахалинск, 3–6 октября, 2011.
54. *Жуланова И. Л.* Особенности гранитизации авековского комплекса и проблема амфиболитовой фации // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 133–148.
55. *Жуланова И. Л.* Земная кора северо-востока Азии в докембрии и фанерозое. – М.: Наука, 1990. 304 с.
56. *Жуланова И. Л., Перцев А. Н.* О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульной // Записки ВМО, 1988, ч. 47. Вып. 3. С. 276–293.
57. *Заборовская Н. Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на Тайгоносе. – М.: Наука, 1978. 200 с.
58. *Заботкин Л. В.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIII. Объяснительная записка. – М., 1980.

59. *Загрузина И. А., Смирнов В. Н.* О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос // Магматизм Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1973. С. 219–224.
60. *Зайцев В. П.* Платиноносность Сейнав-Гальмознанского рудного узла (Корякское нагорье). Автореферат канд. дисс. – СПб., 2003. 25 с.
61. *Иванов В. В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии (сравнительный нефтегеологический анализ). – М.: Наука, 1985. 208 с.
62. *Иванов О. Н.* Верхний докембрий Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. 45 с.
63. *Кайгородцев Г. Г.* Брекчии серпентинитов на западном берегу северной Камчатки // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – М., 1954. Вып. 8. С. 13–19.
64. *Калинин В. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-ХVII (Каменское). Объяснительная записка, 1988.
65. *Калинок М. К.* Методы сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий и поисков в них нефти и газа. – М.: Недра, 1977. 240 с.
66. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000, 2004.
67. Карта экзогенных геологических процессов России. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. И. Шеко. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2000.
68. *Ковалева В. В.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-58, 59 – Каменское. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
69. *Козлов А. П., Чантурия В. А.* Платиносодержащие дунитовые руды и их обогащенность. – М., 2009. 147 с.
70. *Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. А.* Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. – М.: Наука, 1985. 164 с.
71. *Колясников Ю. А., Красный Л. Л.* О тектонической позиции ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка) // Геотектоника, 1981, № 1. С. 121–125.
72. *Константинов М. М., Варгунина Н. П., Коовец Т. Н. и др.* Золото-серебряные месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2000.
73. *Константинов М. М. и др.* Крупнотоннажные месторождения – ресурс добычи золота в России // Разведка и охрана недр, 2007, № 6.
74. *Константиновская Е. А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование (Тр. ГИН РАН, вып. 5) – М.: Научный мир, 2003. 224 с.
75. *Корольков В. Г.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-I (р. Кегали). Объяснительная записка. – М., 1989. 78 с.
76. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. – СПб.: Изд-во Картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
77. *Котляр И. Н., Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов северо-востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
78. *Котляр И. Н., Русакова Т. Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
79. *Кравченко Л. И., Мишин В. Ф.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-ХХХII. Объяснительная записка. – М., 1987.
80. *Кравченко Л. И., Разумный А. В.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Олюторская. Лист Р-58-ХХХVI (Дружный). Объяснительная записка. – СПб., 1999.
81. *Кравченко Л. И., Разумный А. В.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Олюторская. Лист Р-58-ХХХV, О-58-V (Тилички). Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. 114 с.

82. *Кравченко Л. И., Кудрин А. С., Разумный А. В.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIX (Хаилино). Объяснительная записка. – СПб., 2002. 152 с.

83. *Красный Л. И., Шило Н. А., Косыгин Ю. А.* Геологическое строение Востока СССР и окраинных морей // XXIV Международный геологический конгресс. Геология Советского Союза. Доклады. Т. 1. – М.: Наука, 1984. С. 93–101.

84. *Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Волчков А. Г. и др.* Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Медь». – М.: ЦНИГРИ, 2002. 212 с.

85. *Крылова Г. И., Кокарев Г. Н., Смирнов А. А., Шуляева Л. Н.* Проявления цветных камней в Куюльском массиве ультрамафитов. Вопросы оруденения в ультрамафитах. – М., 1985. С. 117–125.

86. *Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Сахьянов Л. О.* Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. – Л., 1992. 217 с.

87. *Ланда Э. А., Марковский Б. А., Шевченко С. С., Амелин С. А., Беляцкий Б. В.* Оценка возраста пород п-ова Тайгонос по результатам изучения цирконов // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Мат-лы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию Н. А. Шило. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003, т. 2. С. 139–141.

88. *Ландер А. В., Букчин Б. Г., Дроздин Д. В. и др.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. – М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.

89. *Ландер А. В., Левина В. И., Иванова Е. И.* Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 г. // Вулканология и сейсмология, 2010, № 2. С. 16–30.

90. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 / Науч. ред. А. Г. Исаченко. ГУГК СССР, 1988.

91. *Лебедев Е. Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Наука, 1987. 175 с.

92. *Лебедев Е. Л.* Меловые флоры Северо-Востока Азии // Изв. РАН. Сер. геол., 1992, № 4. С. 85–96.

93. *Леднева Г. В., Матуков Д. И.* Время кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): результаты U-Pb-датирования цирконов методом SHRIMP. ДАН, 2009, т. 424, № 1. С. 71–75.

94. *Лобунец С. С., Кузнецова И. А.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-VI. Объяснительная записка. – М., 1977.

95. Лоция Берингова моря. Часть 1. Западная часть моря. Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации. – СПб., 2004. 623 с.

96. *Луцицкая М. В.* Плагιοграниты Куюльского офиолитового массива. Камчатка // Петрология, 1994, т. 2, № 2. С. 184–196.

97. *Марков К. К.* Геоморфологическое районирование СССР. Труды комиссии по естественно-историческому районированию СССР, 1947, т. 2, № 1.

98. *Марковский Б. А.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. – Л., 1989. 105 с.

99. *Марковский Б. А.* Кластические ультрамафиты Корякского нагорья: особенности строения, состава и проблема генезиса // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Мат-лы ВСЕГЕИ, Симпозиума по петрологии, геохимии и металлогении. – Свердловск, 1998. С. 146–155.

100. *Марковский Б. А.* Окраинно-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзитали // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. – Екатеринбург, 2004. С. 44–48.

101. *Махонина Л. И., Бакай Г. Г.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-IX. Объяснительная записка. – М., 1979. 88 с.

102. *Мелкомуков В. Н., Амелин С. А., Разумный А. В., Кудрин А. С.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Олоторская. Лист Р-58-XXXIII, О-58-III. Объяснительная записка. – СПб., 2010.
103. *Мелкомуков В. Н., Амелин С. А., Разумный А. В., Кудрин А. С.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Олоторская. Лист Р-58-XXXIV, О-58-IV. Объяснительная записка. – СПб., 2010.
104. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Гостгеолкарте-1000/3/ Ред. Е. А. Минина, В. В. Старченко. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
105. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000, 2010.
106. *Мигович И. М., Похиялайнен В. П.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны // Мезозойский тектогенез. Мат-лы VII сессии науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан, 1971. С. 196–201.
107. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). – М.: Недра, 1987. 296 с.
108. *Михайлов А. Ф.* Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа // Магматические и метаморфические породы СССР и их генезис. – Л., 1962. С. 111–132.
109. *Мишин В. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-Х. Объяснительная записка. – М., 1985.
110. *Мишин В. Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-ХV (м. Астрономический). Объяснительная записка. – Л., 1988.
111. *Мишин В. Ф., Мишина Т. М.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIV (р. Энычавая). Объяснительная записка. – М., 1993.
112. *Мишкин М. А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М.: Наука, 1981. 196 с.
113. *Мишкин М. А.* О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // ДАН, 1994, т. 338, № 4. С. 641–644.
114. *Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А.* Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос // ДАН СССР, 1969, т. 184, № 5. С. 1165–1167.
115. *Моисеев В. Г., Степанов В. А., Эйриш Л. В., Мельников А. В.* Платиноносность Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
116. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитонность. – Л.: Недра, 1974. 279 с.
117. *Мочалов А. Г., Зайцев В. П., Перцев А. Н., Власов Е. А.* Минерагенция и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья России // Геология рудных месторождений, 2002, № 3. С. 212–238.
118. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. – М.: Наука, 1976. 160 с.
119. *Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б., Ляпунов С. М.* Допозднепалеозойские офиолиты Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника, 2001, № 2. С. 41–63.
120. *Некрасов Г. Е., Макеев А. Ф.* U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболового комплекса Ганычаланского блока (запад Корякского нагорья) // ДАН, 2003, т. 390, № 3. С. 382–385.
121. *Некрасова Ю. С., Гундобин В. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Магаданская. Листы Р-58-ХIII, XIV. – СПб., 1985. 108 с.
122. Нефтегазоносность северо-западного и восточных регионов России / О. М. Прищепа, Ю. Н. Григоренко, В. Н. Макаревич, Л. С. Маргулис и др. – СПб.: Недра, 2009.
123. *Нурмухамедов А. Г., Мороз Ю. Ф.* Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле, 2008, № 1, вып. 11. С. 125–133.

124. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 / Отв. ред. Н. А. Богданов, В. В. Хаин. – М., 2000. 195 с.
125. Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. (Коряжское нагорье). Первые результаты исследований / Отв. ред. В. Н. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. 290 с.
126. *Орешин В. Ю.* Золото-серебрянные месторождения кайнозойских вулканических поясов Камчатки, канд. дисс., 1985.
127. *Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г., Костянов А. И., Толстых Н. Д.* Хромититы гипербазитовых массивов п-ова Валижген, Корякия // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 1. С. 77–92.
128. Очерки тектоники Коряжского нагорья. – М.: Наука, 1982. 219 с.
129. *Павлова Л. А., Кушнарев П. И.* Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2006 года. Вып. 29. Золото. Т. 7. Дальневосточный Федеральный округ. Часть 4. Камчатская область и Коряжский автономный округ, 2006.
130. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоя северо-востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
131. *Песков Е. Г., Мигович И. М.* Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика, 1980, № 2. С. 11–18.
132. Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов зонально-центрального типа. – М.: Научный мир, 2001. 288 с.
133. *Пинегина Т. К.* Сейсмические деформации в эпицентральной зоне Олюторского землетрясения // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. (Коряжское нагорье). Первые результаты исследований / Отв. ред. В. Н. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. С. 126–169.
134. *Плюсина Л. П.* Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. – М.: Наука, 1983. 158 с.
135. *Погожев А. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Коряжская. Лист Р-57-XXXVI, Р-58-XXXI, 1966.
136. *Поздеев А. И., Рожкова В. К.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Коряжская. Лист Р-58-XXVIII. Объяснительная записка. – М., 1975.
137. *Полещук М. И., Мерцалов И. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Коряжская. Лист Р-58-XVI, 1993. 102 с.
138. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб., 2012, 44 с.
139. *Похилайнен В. П., Василенко В. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 (серия Коряжская). Лист Р-58-XX, XXI. – М.: Недра, 1971. 54 с.
140. *Пральникова И. Е.* Характерные комплексы радиоларий верхнего триаса–юры из вулканогенно-кремнистых пород кингвиевской свиты куюльской офиолитовой ассоциации (Таловские горы, Северо-Восток России) // ДАН, т. 339, № 3, 1994. С. 382–387.
141. *Райхлин А. И.* Анализ минерально-сырьевого (ресурсного) потенциала Камчатской области с целью вовлечения его в социально-экономическое развитие области. Пояснительная записка к «Геолого-экономической карте Камчатской области». – М., 2004.
142. *Ретин Ю. С., Полуботко И. В.* Триасовые и юрские отложения Гижигинского прогиба (Северо-Восток СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9. С. 63–72.
143. *Ретин Ю. С., Полуботко И. В.* Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 298 с.
144. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. – Магадан, 1978. 128 с.
145. Решения Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Коряжского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. – М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

146. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою, мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
147. Романченко В. В. Процессы лиственитизации в базит-гипербазитовых массивах Корякско-Камчатского региона. Канд. дисс. – М., 1999. 197 с.
148. Сидоров А. А., Ваицлов Ю. Я., Волков А. В., Белый В. Ф. Глубинное строение Кайемравеемского рудного района Чукотки и особенности формирования золото-серебряного эпитермального оруденения // ДАН, 2008, т. 421, № 1. С. 80–85.
149. Сидоров А. А., Волков А. В., Чехов А. Д., Савва Н. Е. Вулканогенные пояса окраинноморской литосферы Северо-Востока России и их рудоносность // Вулканология и сейсмология, 2011, № 6. С. 21–35.
150. Сидоров А. А., Чехов А. Д., Волков А. В., Алексеев В. Ю. О металлогении внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // ДАН, 2011, т. 438, № 4. С. 500–505.
151. Сидоров Е. Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Автореф. докт. дисс. – Петропавловск-Камчатский, 2009. 46 с.
152. Сидоров Е. Г., Козлов А. П., Толстых Н. Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. – М.: Научный мир, 2012. 286 с.
153. Сидоров М. Д., Новаков Р. М. Плотностная модель зоны сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг // Региональная геология и металлогения, 2014, № 58. С. 59–65.
154. Силантьев С. А., Соколов С. Д., Полунин Г. В. Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника, 1984, № 2. С. 82–90.
155. Сляднев Б. И., Боровцов А. К., Сидоренко В. И., Сапожникова Л. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-58 – Усть-Камчатск. Объяснительная записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2013. 256 с.
156. Смирнов В. И., Годлевский М. Н., Никитин В. Д., Гинзбург А. И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. 719 с.
157. Соботович Э. В., Искандерова А. Д., Корольков В. Г. и др. Раннеархейский возраст пород Тайгоносского и Омолонского массивов Тихоокеанского подвижного пояса // Геологические интерпретации данных геохронологии. Тезисы докл. совещ. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. С. 10–11.
158. Соколов С. Д., Пейве А. А., Крылов В. Н. и др. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника, 1996, № 1. С. 47–62.
159. Соколов С. Д., Григорьев В. Н., Аристов В. А., Евлевский Н. Л. и др. Ордовикские отложения ганычаланского террейна (Пенжинский кряж, Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 6. С. 73–84.
160. Соловьев А. В., Гарвер Дж. И., Шатице М. Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 3. С. 89–100.
161. Соловьев А. В., Шатице М. Н., Гарвер Дж. И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Тектоника, 2002, № 6. С. 45–59.
162. Соловьев А. В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа // Тр. ГИН, вып. 577. – М.: Наука, 2008. 319 с.
163. Сонин И. И., Григораиш Г. Ф., Борисова З. К., Коршунов В. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-III. Объяснительная записка. – М., 1981. 74 с.
164. Стружков С. Ф., Аристов В. В., Данильченко В. А. и др. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959–2008 годы). – М.: Научный мир, 2008. 115 с.
165. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана / Ред. М. С. Марков, Ю. М. Пушаровский, С. М. Тильман, В. С. Федоровский, Н. А. Шилов. – М.: Наука, 1980. 285 с.

166. *Терехов М. И.* Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. – М.: Наука, 1979. 114 с.
167. *Тимофеев О. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яропольская. Q-59-XIII, XIV. Объяснительная записка. – М., 1980. 81 с.
168. Угольная база России. Том V. Книга 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, о-в Сахалин, п-ов Камчатка). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 555–590.
169. *Умитбаев Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – М.: Наука, 1986. 286 с.
170. Федоров П. И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. – М.: ГЕОС, 2006. С. 7–16, 70–80, 90–95.
171. *Федотов А. С., Чехович В. Д., Егоркин А. В.* Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН, 2011, т. 437, № 5. С. 663–668.
172. *Филатова Н. И.* Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Тектоника, 1987, № 4. С. 85–101.
173. *Филатова Н. И.* Периокеанические вулканогенные пояса. – М.: Недра, 1988. 262 с.
174. *Филатова Н. И.* Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов // Геотектоника, 1989, № 5. С. 52–60.
175. *Филатова Н. И., Дворянкин А. И.* Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11. С. 51–68.
176. *Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. А., Цукерник А. Б.* Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 2. С. 67–81.
177. *Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. Л.* Стратиграфия меловых континентальных отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Континентальный мел СССР (Тез. докл. совещ. по проекту 245 «Корреляция неморского мела»). – Владивосток, 1988. С. 46–48.
- 177а. *Фрегатова Н. А., Беньямовский В. Н.* Фораминиферы палеогена Маметчинского залива Западной Камчатки: палеонтология, стратиграфия и палеогеография. Часть 1. Комплексы и биостратоны бентосных и планктонных фораминифер // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2012, т. 7, № 3. С. 1–47.
178. *Фролов Ю. Ф. и др.* Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых. – СПб.: Изд-во СПб. Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 563 с.
179. *Ханчук А. И., Григорьев В. Н., Голозубов В. В. и др.* Кулюльский офиолитовый террейн. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
180. *Ханчук А. И., Голозубов В. В., Панченко А. В. и др.* Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология, 1992, № 4. С. 82–93.
181. *Херлиберг Л. Б., Рязанцев А. А., Гуськов Л. Г., Шмулев В. Г., Наумов Ю. А.* Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей. Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. – М.: Наука, 1982. С. 196–207.
182. *Чехов А. Д.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии. – М.: Научный мир, 2000. 204 с.
183. *Чехов А. Д., Александров А. А.* Офиолитовые аллохтоны Пенжинского кряжа // Геотектоника, 1982, № 2. С. 100–105.
- 183а. *Чехов А. Д., Паланджян С. А.* К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос // Тихоокеанская геология, 1994, № 5. С. 25–32.
184. *Щепотьев Ю. М., Вартанян С. С., Орешин В. Ю., Гузман Б. В.* Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М.: ЦНИГРИ, 1989. 244 с.

185. *Dale J., Holland T. and Powell R.* Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (2000) 140. P. 353–362.

186. *Leake B. E.* Nomenclature of amphiboles // *Canad. Mineral*, 1978, v. 16, N 1. P. 501–520.

Фондовая*

187. *Агальцов Г. И.* Отчет о работе Ветроваямской геологосъемочной партии масштаба 1 : 100 000 за 1957 год, 1959.

188. *Аксенов В. И.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-53-Г; -54-В, Г; -55-В, Г; -65; -66; -67; -68; -69; -77; -78; -79; -80; -81-А, Б; -88-Б, Г; -89; 90-А, Б, В; -91-А (Куюльская аэрофотогеологическая партия) за 1978–1982 гг. 1982.

189. *Алексеев А. А.* Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-II в бассейне р. Шайбовеем (партия № 7, работы 1965–1967 гг.), 1968.

190. *Алексеев Э. С.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-XXIX (партия № 12, работы 1972–1974 гг.), 1975.

191. *Алексеев Э. С.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листа Р-58-XXX за 1975–1978 гг. 1978.

192. *Алексеев Э. С.* Отчет по проведению геологической съемки масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-XXII за 1978–1980 гг., 1980.

193. *Амелин С. А., Воскресенский К. И.* Отчет о рекогносцировочных поисковых работах в пределах Ветроваямской площади в 2007 г. (участок Ветроваямский), ООО «Камчатка Минералс», 2007.

194. *Ананченко А. Д.* Наземная проверка результатов дешифрирования материалов аэро- и космических съемок в пределах юго-западной части Корякского нагорья. Листы: Р-58-XX (88), XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVI (100), XXVII, XXVIII, XXIX (105, 106, 117). 1986–1991 гг., 1991.

195. *Ананченко А. Д.* Опытнo-методические работы по комплексированию аэрокосмических и геохимических методов прогнозирования золотого оруденения на листах Р-58-XXIX (юго-восточная часть), Р-58-XXXV, XXXVI, О-58-V. Отчет партии № 45 за 1991–1995 гг. 1996.

196. *Анкудинов Л. А.* Геологическое строение юго-восточной части листа Р-58-XII (Отчет о работе 1-й Словутнинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1964 год), 1966.

197. *Анкудинов Л. А.* Геологическое строение южной части листа Р-58-XV (Промежуточный отчет о работе 1-й Астрономической геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1965 год), 1966.

198. *Анкудинов Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа Р-58-XV. Окончательный отчет о работе 1-й и 2-й Астрономических геологосъемочных партий масштаба 1 : 200 000, 1967.

199. *Анкудинов Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Гильмитки и Бурлыкич, лист Р-58-XI. (Отчет о работе Лево-Окланской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1968 г.), 1969.

200. *Апрелков С. Е., Декина Г. И.* Отчет по обобщению и переинтерпретации материалов гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000 по северной части Камчатской области с целью составления тектонической карты масштаба 1 : 500 000, 1995.

*Фондовые материалы хранятся в филиале по Камчатскому краю ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу».

201. *Баженов Л. В.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1981–1985 гг. Листы Р-58-57-В-в, г; Р-58-57-Г-в, г; Р-58-68-А, Б, В, Г; Р-58-69-А, Б, В, Г (Понтонейские горы). Понтонейская партия, 1985.

202. *Баженов Л. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Понтонейских гор. Отчет Кедровской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенной в 1985–1988 гг. Листы Р-58-47-В, Г; Р-58-48-В; Р-58-58-А, Б, В, Г; Р-58-5, 1988.

203. *Белков Е. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Энингваям–Лигинмываям. (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Усть-Малетойваямской партией на территории листа Р-58-126-В, Г в 1970–1971 гг.), 1972.

204. *Белков Е. Е.* Окончательный отчет по аэрофотогеологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов Р-58-102-А, Б, В; 58-103-А, Б. Коряжское нагорье (Олюторская опытная аэрофотогеологическая партия, 1973–1975 гг.), 1975.

205. *Большедворский В. А. и др.* Отчет прибрежной партии о результатах региональных геолого-геофизических исследований масштаба 1 : 500 000, проведенных в 1986–1988 гг. на объекте «Шельф Пенжинской губы», 1988.

206. *Боровцов А. К., Ярыш Г. В., Козовая Т. В.* Легенда Западно-Камчатской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Объяснительная записка, 1999.

207. *Бочков С. В.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-58-XXVI, XXVII 1980–1983 гг. Партия № 26 (объект № 274), 1983.

208. *Бочков С. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые средней части листа Р-58-Х. (Промежуточный отчет о работе 2-й Окланской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1967 г.), 1968.

209. *Бурмаков Ю. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Лесная, Веайтымлываям, Шаманка, Энингваям. Отчет Лесновской партии о геологическом доизучении ранее занятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е), проведенных в 1998–2002 гг. Листы О-57-V, VI, 2009.

210. *Василенко В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Бухтовая–Горелая (Окончательный отчет о работе Бухтовой геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1967 год), 1968.

211. *Васин В. Н.* Результаты работ по составлению легенды Ветвейской серии листов ГКК СССР масштаба 1 : 50 000. Отчет Ветвейской партии за 1986–1989 гг., 1989.

212. *Василенко Т. И.* Отчет о поисковых работах в пределах Хрустального оловорудного поля и междуречья Гочны–Яваям–Найвалваям (Бзыбинская поисковая партия, 1975 год), 1975.

213. *Вельченко В. А.* Отчет о результатах поисковых, поисково-оценочных работ на россыпное золото в северо-восточной части п-ова Тайгнос в 1999–2001 гг. с подсчетом запасов по россыпи руч. Туфовый по состоянию на 1.01.02, 2002.

214. *Верхоглядов Л. Н.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на территории листов Р-58-4-А, Б, В, Г; Р-58-15-А, Б, В, Г; Р-58-16-А, Б, В, Г партии № 36 за 1985–1990 гг., 1991.

215. *Вильданова Е. Ю.* Оценка прогнозных ресурсов россыпных месторождений золота Коряжского автономного округа и Камчатской области по состоянию на 1.01.98 г. Отчет о результатах работ по теме «Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Камчатской области и Коряжского автономного округа по состоянию на 1.01.98 г.», 1997.

216. *Вильданова Е. Ю.* Отчет по поисково-оценочным работам на месторождении платины бассейна р. Левтыринваям (с подсчетом запасов на 1.01.2001 год), 2001.

217. *Вильданова Е. Ю.* Отчет по результатам поисково-разведочных работ в пределах Сейнав-Гальмознанского платиноносного узла (с подсчетом запасов россыпной платины на 1.01.2004 г.), 2003.

218. *Вишневецкий Б. Н.* Отчет о результатах групповой геологической съемки и общих поисков масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-29-А, Б, В, Р-58-30-А, Б, В, Г (Юлговаямская партия) за 1982–1985 гг., 1985.

219. *Вишневецкий Б. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кечичма и Парень. Отчет Тайгоносской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенными в 1985–1988 гг. Листы Р-58-50-Б, Г; Р-58-51-А, Б, В, Г; Р-58-62-А, Б, В, Г; Р-58-63-А, Б, В, 1988.

220. *Вишневецкий Б. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Эпповеем и полуострова Елистратова. Отчет Елистратовской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенными в 1988–1991 гг. Листы Р-58-74-А, Б, В, 1991.

221. *Воскресенский К. И.* Информационный отчет по результатам поисковых работ в пределах Малетойваямской площади в 2007 г., ООО «Камчатка Минерал», 2007.

222. *Вотинов П. П.* Объяснительная записка к карте золотоносности Хиузно-Ушканьинского узла по теме: «Составление оперативных прогнозных карт на россыпное золото Пенжинского района Камчатской области», 1987.

223. *Генкин П. О.* К оценке прогнозных ресурсов россыпного золота в золотоносных узлах Пенжинского района, 1987.

224. *Гимадеев Ш. Ш.* Отчет о поисковых работах на золото в бассейне р. Кубавеем, 1971.

225. *Гимадеев Ш. Ш.* Отчет о геологосъемочных работах 1 : 50 000 масштаба на территории листов Р-58-27-А, Б; Р-58-28-А, Б (Тылхойская ГСП) за 1976–1979 гг., 1979.

226. *Гимадеев Ш. Ш.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-27-В, Г; Р-58-39-А, Б, В, Г (Право-Тылхойская ГСП) за 1979–1982 гг., 1982.

227. *Гимадеева Л. Ф.* Результаты геолого-химических работ в пределах Ветроваймского вулканогенного поля. Отчет Ветроваймского геохимического отряда о результатах литохимических работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1985–1988 гг. Листы Р-58-115-А-В, г; -Б-6, в, 1988.

228. *Голяков В. И.* Геологическое строение листа О-58-III, Р-58-XXXIII (Отчет 3-й Ильпинской партии о геологосъемочных работах в северной части листа Р-58-XXXIII и тематических исследованиях на листе за 1963 год), 1964.

229. *Голяков В. И.* Геологическое строение южной части листа Р-58-XXXII, северной части листа О-58-II (отчет о работе Валоваймской ГСП масштаба 1 : 200 000 летом 1965 года), 1966.

230. *Грецкий В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Нинчех-Хиузная и результаты поисково-разведочных работ в бассейне р. Ушканья-2. (Окончательный отчет Усовской геологосъемочно-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1967 г.), 1968.

231. *Гринкевич И. В.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото и платину в бассейне р. Ветроваям за 1996–2001 гг., 2001.

232. *Гринкевич И. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах работ по объекту «Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, серебра, МПГ россыпных меди, никеля на территории Камчатского края по состоянию на 01.01.2010 г.». (Отчет по Договору № ВБ-35/19 от 05.07.2010 г.), 2011.

233. *Гундобин В. М.* Отчет по производству геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-VII за 1974–1976 гг., 1977.

234. *Гундобин В. М.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-58-XIII, XIV за 1977–1981 гг., 1981.

235. *Дворецкий Б. В.* Отчет о поисково-оценочных работах в северной части листа Р-58-IX на участке Мингаузин за 1975 г., 1976.

236. *Декина Г. И., Беляев И. С.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной Манильским отрядом СП-17 в южной части Пенжинского прогиба в 1977 г., 1978.

237. *Демидов Н. Т.* Отчет по теме: «Составление карты четвертичных отложений и геоморфологической карты северной части Камчатской области и прилегающего шельфа масштаба 1 : 500 000», проведенной в 1994–2002 гг., 2002.

238. *Демидов В. И.* Отчет по объекту «Многоцелевые прогнозно-геохимические работы масштаба 1 : 1 000 000. Т. 14. Создание геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 на листе Р-58 (Пенжинская губа)». ФГУП ИМГРЭ, Москва, 2004. Фонды ВСЕГЕИ.

239. *Долматов Б. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа Q-58-XXXIV (Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Верхне-Аянкинской партией в 1969–1970 гг. в бассейне р. Аянка), 1971.

240. *Евглевский Н. Л.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении площадей масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-58-XI, XII, XVIII; -59-XIII, проведенных Пенжинской ГСП в 1983–1987 гг., 1987.

241. *Евглевский Н. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые юга Слаутных гор. Отчет Леквеевской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в 1988–1994 гг. Листы Р-58-36-Г; -48-А, Б, Г; Р-59-25-В, Г; Р-59-37-А, Б, В, 1994.

242. *Евтихов И. В.* Отчет о поисковых работах в пределах Малетойваямского рудного узла за 1976–1979 годы, 1979.

243. *Еркин В. М.* Карта прогноза СССР на золото (по основным провинциям) масштаба 1 : 500 000. Листы О-57-Б, Г; О-58-А; Р-58-В, Г. Объяснительная записка. Отчет партии прогноза и оценки месторождений по теме: «Составление прогнозных карт на золото севера Камчатской области (Листы О-57-Б, Г; О-58-А; Р-58-В, Г)», 1987.

244. *Заботкин Л. В.* Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-XXIII. (Партия № 9, работы 1974–1975 гг.), 1976.

245. *Зайцев В. П.* Поисково-разведочные работы на флангах Сергеевского рудного поля. (Окончательный отчет о работе Каменистой поисково-разведочной партии за 1975–1978 гг.), 1978.

246. *Зайцев В. П.* Геологическое строение и оценка промышленного значения золото-серебряного месторождения Аметистовое Тклаваямского рудного поля. Отчет по результатам детальной разведки центральной части Аметистового золоторудного месторождения за 1991–1994 гг., 1994.

247. *Зайцев В. П.* Отчет о результатах разведочных работ в пределах месторождений платины ручьев Ледяной, Пенистый с подсчетом запасов на 1.01.99 г., 1999.

248. *Ивинтаксая Ю. И.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на южных и восточных флангах Хиузно-Ушканьинского золотоносного района, проведенных в 1984–1988 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.08.1988 г. Лист Р-58-Б, 1988.

249. *Исаков А. Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Уйвинываям. (Окончательный отчет о работе Уйвинываямской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-114-В, Г и Уйвинываямского поискового отряда за 1971–1972 гг.), 1973.

250. *Калинин В. М.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-XVII за 1976–1979 гг., 1979.

251. *Калинин В. М.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000, опытно-производственным работам с комплексом геолого-поисковых работ на профилирующие полезные ископаемые на территории листов Р-58-25-А, Б, В, Г; -26-А, Б, В, Г; -37-А, Б, В, Г; -38-А, Б, В, Г за 1979–1984 гг., 1985.

252. *Калинин В. М.* Информационный отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов Р-58-6, 18, 1995.

253. *Карнасов Л. М.* Геологическое строение северной части листа Р-58-VIII. Отчет о работе Первой Тылхойской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1964 год, 1965.

254. *Карнасов Л. М.* Геологическое строение южной части листа Р-58-VIII. (Отчет о работе Второй Тылхойской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1965 год), 1966.

255. *Климанов Г. Н.* Отчет о результатах поисков и разведки россыпей в южной части Тайгоносского золотоносного района в 1992–1994 гг., 1994.
256. *Ковалев В. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа Р-58-XXXIV, О-58-IV. (Окончательный отчет о работе Корфской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1966 и 1967 годы), 1968.
257. *Коваленко А. П.* Отчет о результатах поисков россыпей платины в пределах Кульского гипербазитового массива за 1996–2001 гг., 2001.
258. *Ковалишин О. Т.* Отчет о результатах геоморфологических исследований масштаба 1 : 100 000 на территории листов Р-58-21-Б, В, Г; Р-58-22; Р-58-23-В; Р-58-33-Б; Р-58-34-А и аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 (листы Р-58-22-А, Б, В, Г), проведенных в 1978–1981 гг., 1981.
259. *Ковалишин О. Т.* Отчет о результатах поисков прибрежно-морских россыпей золота и платины и ревизионных работ на аллювиальные россыпи платины в шельфовой зоне Валижгенского золотоносного района геолого-геофизическими методами в 1987–1989 гг., 1989.
260. *Коляда А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа Р-58-XXII (промежуточный отчет Ичигинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1968 г.), 1969.
261. *Коляда А. А.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-130-В, Г; Р-58-131; Р-58-132-А, В (Малиновская ГСП) за 1975–1979 гг., 1979.
262. *Конов А. Е., Конова В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхьев рек Хиузной и Ушканьи-2 (Промежуточный отчет о работе Усовской геологосъемочно-поисковой партии масштаба 1 : 50 000), 1967.
263. *Корнеев А. В.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ в пределах Малейвойямской площади в 2007–2010 гг., 2011.
264. *Коровкин В. А.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ в северо-западной части Верхне-Окланского золотоносного района, проведенных в 1988–1989 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1991 г., 1991.
265. *Котельникова Т. К., Нажалова И. Н. и др.* Отчет по объекту «Оценка состояния подземных вод северной части Камчатского края и создание гидрогеологической карты масштаба 1 : 500 000», 2013.
266. *Кравченко Л. И.* Отчет по результатам общих и детальных поисков в Валижгенском золотоносном районе за 1977–1979 гг. (Валижгенская ГПП), 1980.
267. *Кравченко Л. И.* Отчет по поисково-оценочным работам на россыпное золото и оценке коренных источников сноса в верхней части бассейнов рек Подснежная–Романиха. (Верхне-Окланская поисково-оценочная партия) за 1980–1982 гг., 1982.
268. *Кравченко Л. И.* Результаты геохимических работ в Хиузно-Ушканьинском рудном районе. Отчет о результатах геохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000, проведенной Гильмиткинским геохимическим отрядом в 1990–1991 гг. Листы Р-58-22-А, Б, В, Г; -33-А, Б; -34-А, Б, 1991.
269. *Кравченко Л. И.* Информационный отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенной в 1993 г. Гильмиткинской ГСП. Листы Р-58-33-Б; -34-А, В, Г, 1995.
270. *Кравченко Л. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Корякская серия. Р-58-XXXII (устье р. Анапка), 1996.
271. *Кравченко Л. И.* Легенда Олюторской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е), карта четвертичных образований. Корф, 1998.
272. *Кравченко Л. И.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листов Р-58-XXIX, XXXV, XXXVI, О-58-V в 1990–2002 гг. (Говенская партия), 2002.
273. *Криночкин Л. А.* Отчет по объекту «Многоцелевые прогнозно-геохимические работы масштаба 1 : 1 000 000 на листах L-52, -53; M-49; M-53; N-49; N-50; O-40; Q-35, -36;

К-37, -38, -39; N-56, -57, -58; M-57 и создание геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 на листах N-39; M-46, -47; O-47; N-47; P-58», 2004.

274. Крутяков А. И. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ в бассейне р. Ушканья-2, проведенных в 1988–1989 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1990 г. Листы P-58-34-A, Б, В, П-22-В, Г, 1990.

275. Крутяков А. И. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпи золота в бассейне р. Гыленги и нижнего течения р. Тылхой, проведенных в 1990–1992 гг., 1992.

276. Кучуганов В. А. Отчет Центральной прогнозно-металлогенической партии о результатах ревизионных поисковых работ на проявлениях коренного и россыпного золота с неясными перспективами в Пенжинском и Олюторском районах за 1989–1993 гг., 1993.

277. Кучуганов В. А., Полетаев В. А. Отчет о результатах работ по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (Камчатская область и Корякский АО)», 2003.

278. Кучуганов В. А. (отв. исп.). Пакет оперативной геологической информации (ГИС-Атлас). Дальневосточный федеральный округ. Корякский автономный округ, 2004.

279. Лебедев М. А. Отчет о поисках и разведке россыпью золота в бассейнах рек Белая, Ивчейвинтихляваям, Гуживаям, проведенных в 1989–1992 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1993 г., 1993.

280. Легенда Гижигинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / И. Л. Жуланова, В. М. Гундобин, Т. Б. Русакова и др. Магадан, 1999.

281. Легенда Корякской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Чукотская часть / Составители Г. М. Мальшева, Ю. Е. Мальшев. Анадырь, 1999.

282. Легенда Корякской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Камчатская часть / Я. А. Семенов. Корф, 1999.

283. Легенда Пенжинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Отв. исп. Д. В. Кубраков. Корякский автономный округ, пос. Корф, 2000. 106 с.

284. Лепшин Л. И., Разумный А. В., Безрук И. Н. и др. Промежуточный отчет по первому этапу поисково-разведочных работ на коренную платину и россыпи высоких террас Сейнав-Гальмознанского узла (Левтыринваямский участок), проведенных по Юллойскому проекту в 2006–2010 гг., 2011.

285. Литвиненко Ю. С. Отчет по поискам и перспективной оценке месторождений коренного и россыпного золота в верхней части бассейна р. Оклан (Окланская поисковая партия, 1977–1980 гг.), 1980.

286. Лобунец С. С. Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листа P-58-VI. (партия № 12, работы 1969–1971 гг.), 1972.

287. Ляшенко Л. Л. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малетойваямского сернорудного узла (Энынгваямская ПРП, 1970–1971 гг.), 1972.

288. Маркин В. А. Отчет о результатах общих поисков геолого-геоморфологическими методами в пределах Хиузно-Ушканьянского золотоносного района в 1983–1985 гг., 1985.

289. Матюшкин И. В. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья среднего течения р. Вывенка. Информационный отчет Тапельваямской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в 1992–1995 гг. Листы P-58-94-B; -105, 1995.

290. Марковский Б. А., Богданов Г. В., Титов А. Б. Отчет по объекту «Геолого-петрологический анализ вулканических ультрамафитов Камчатско-Корякского региона для целей обеспечения геологической съемки масштаба 1 : 50 000». Л., 1982. Фонды ВСЕГЕИ.

291. Марковский Б. А. Магматизм и металлогения рифтогенных систем России / Науч. рук. А. Д. Щеглов. 1998. Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ».

292. *Махонина Л. И.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-IX (партия № 4, 1969–1971 гг.), 1972.
293. *Медюлянов В. И. и др.* Завершение бурением параметрической скважины № 1 Лигиньминской в Вывенском прогибе (Камчатский край). ООО «Геосервис», 2012.
294. *Мелкомуков В. Н., Кусков Е. А.* Отчет о проведении общих поисков россыпей платины в пределах Куюльского гипербазитового массива в 1983–1985 гг. Куюльский поисковый отряд, 1985.
295. *Мелкомуков В. Н.* Отчет по поискам рудной и россыпной платины в окрестностях Гальмоэнанского и Сейнавского массивов (бассейны рек Ветвей, Тапельваям, Гальмотапельваям). Сейнавская поисковая партия, 1998.
296. *Мелкомуков В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ в центральной части Вывенско-Вагынского платиноносного пояса за 2001–2005 гг. (Хаилинская партия), 2005.
297. *Мелкомуков В. Н.* Отчет о геологическом доизучении территории листов Р-58-XXXIII, О-58-III, Р-58-XXXIV, О-58-IV масштаба 1 : 200 000, проведенной Вывенской партией в 2004–2008 гг., 2008.
298. *Митрофанов Н. П., Турчинович Ю. С., Соколова Л. Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Игунаваям, Сээрваям, Каванейваям (Отчет о работе Игунаваямской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1966 г.), 1967.
299. *Митрофанов Н. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Уннэйваям (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Верхне-Уннэйваямской партией на территории листов Р-58-103-Г, Р-58-104-В в 1970–1971 гг.), 1972.
300. *Михайлов Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Куйвиваям, лист Р-58-114-Б (Промежуточный отчет Верхне-Куюльской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1969 год). 1970.
301. *Мороз Ю. Ф., Сазонова Л. П., Лагута Н. А. и др.* Отчет о результатах электроразведочных работ на Камчатке (Пенжинская электроразведочная партия № 21/78), 1979.
302. *Найденков Ю. Ф.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-XVI в 1980–1983 гг. Партия № 12 (объект № 273), 1983.
303. *Науменко С. Н.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне р. Весёлая (восточное побережье Пенжинской губы). Валижгенский отряд, 2001.
304. *Некрасова Ю. С.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-58-XIX, XX за 1981–1984 гг. Партия № 11 (объект № 283). 1984.
305. *Нурмухамедов А. Г. и др.* Отчет о работах по созданию схемы сейсмоструктурного районирования Корякско-Камчатской складчатой области на основе обобщения глубинных геолого-геофизических работ в 2011–2013 гг. 2013.
306. *Ольшанская О. Н., Руфанов М. Н.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной Миланским отрядом специализированной гравиметрической партии № 17 в пределах листов Р-58-VI, XII, XVIII; Р-59-I, II, VII, VIII; Q-58-XXXVI в 1979 г., 1980.
307. *Онищенко Н. Я.* Сводный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 100 000 и 1 : 200 000 на территории листа Р-58-V за 1958–1961 гг., 1962.
308. *Перунов В. И.* Отчет по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 на площади листа Р-58-XXXII, проведенных в 1984–1986 гг. (Устье р. Анапка). Анапкинская партия, 1986.
309. *Перунов В. И.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-78-В (б, г); Г; 79-Б, В, Г; 80-А, Б, В (а, б); Г (а, б); 89-Б (б, г); 90-А, Б; 91-А, проведенной в 1980–1984 гг. (Таловские горы). Тихореченская партия, 1984.
310. *Песков Е. Г.* Отчет о результатах работ групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и поисков полезных ископаемых в бассейне рек Гижиги, Парени, Кегали, Черная за 1973–1975 гг., 1977.
311. *Погодаев В. М.* Оценить перспективы и разработать направления геологоразведочных работ на россыпи благородных металлов северной части Камчатской области. Отчет по теме 0.50.01.04, 1989.

312. *Погодаев В. М.* Оценка прогнозных ресурсов золота россыпных месторождений Камчатской области по состоянию на 1.01.93 г. Отчет Центральной прогнозно-металлогенетической партии о результатах работ по теме: «Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Камчатской области по состоянию на 1.01.93 г.», 1993.

313. *Погожев А. Г.* Отчет о работе Право-Пусторецкой геологопоисковой партии (масштаб 1 : 100 000) за 1954 год, 1955.

314. *Поздеев А. И.* Отчет о работе 2-й Уннэйвайямской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1963 год, 1964.

315. *Поздеев А. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа Р-58-XXVII (Отчет Уйвиваемской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1965 год), 1966.

316. *Полунин В. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые района Маметчинского п-ова. (Окончательный отчет о работе Маметчинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 на территории листа Р-58-88-Б, Г, 89-В за 1969–1970 гг.), 1971.

317. *Полунин В. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Евъинваям (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Хрустальной партией на территории листов Р-58-82-Г, Р-58-83-В за 1971–1972 гг.), 1973.

318. *Полунин В. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ичигинная и Тклаваям (Окончательный отчет об исследованиях Ичигинской ГСП масштаба 1 : 50 000 за 1973–1974 гг. Листы Р-58-102-А, Б, В; Р-58-103-А, Б, В), 1975.

319. *Полунин В. Н.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-58-91-Б, В, Г; Р-58-92-А-в, г; Р-58-92-Б-в, г; Р-58-92-В-а, б; Р-58-92-Г-а, б; Р-58-93-А-в, г за 1976–1980 гг. (Нижне-Уннэйвайямская ГСП), 1980.

320. *Портнов А. Н.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 в северной части Камчатского перешейка, проведенной Пусторецкой гравиметрической партией в 1969 г., 1970.

321. *Похилайнен В. П.* Отчет о работе 3-й Маметчинской ГСП масштаба 1 : 200 000 за 1963 год, 1964.

322. *Преображенский Г. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа Р-58-IV (бассейны рек Бол. Чалбугчана и Холоховчана) (Окончательный отчет Чалбугчанской ГСП масштаба 1 : 200 000 1966–1968 гг.), 1969.

323. *Разумный А. В., Шелудченко С. Д. и др.* Информационный отчет за 2002 г. по объекту 314 «Прогнозно-поисковые работы на благородные металлы на Велолныкской площади», 2003.

324. *Разумный А. В.* Информационный отчет по объекту № 8 «Оценка перспектив благороднометалльного оруденения перспективных участков Велолныкской площади за 2003 г.», 2003.

325. *Русаков А. В.* Отчет по поискам хромитовых руд в пределах Маметчинского, Куюльского (юго-западная часть) и Гальмознанского гипербазитового массивов, проведенных в 1985–1989 гг. Куюльским отрядом, 1989.

326. *Рыбак-Франко Ю. В. и др.* Уточнение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Ильпинского и Олоторского осадочных бассейнов в Беринговом море («Корякия-2»). Фонды ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, 2013.

327. *Селиванов М. Т.* Отчет о результатах ГДП-200 листов Р-58-XXVII, Р-58-XXVIII (Тклаваямская площадь), 2010.

328. *Семенов Я. А., Турчинович Ю. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кубавеем и Холоховчан. (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, выполненных Кубавеемской партией в 1973–1974 гг. Листы Р-58-7-А, Б; Р-58-8-А, Б и северные части листов Р-58-8-В, Г), 1975.

329. *Семенов Я. А.* Отчет о результатах групповой региональной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейне рек Холоховчан, Кубавеем, Нибарчен, Бол. и Мал. Чалбугчаны (листы Р-58-7-В, Г; Р-58-8-В, Г (южные части); Р-58-19-А, Б; Р-58-20-А, Б). Первомайская партия, работы 1975–1977 гг., 1978.

330. *Семенов Я. А.* Государственная геологическая карта России. Масштаб 1 : 50 000. Западно-Коряжский рудный район. Листы Р-58-102-Б, Г; -103-А, Б, в, г, 1995.
331. *Сергеев Ю. Н.* Геологическое строение южной части листа Р-58-IV (Отчет 1-й Чалбугчанской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1966 год), 1967.
332. *Сергеев Ю. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые средней части листа Р-58-IV. (Промежуточный отчет 2-й Чалбугчанской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1967 год), 1968.
333. *Скуратовский С. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа Р-58-XXVII и юго-западной части листа Р-58-XXII. (Промежуточный отчет Ичигинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1967 год), 1967.
334. *Сонин И. И.* Геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 на листе Р-58-III. РСФСР, Камчатская область. 1966 год. «Промежуточный отчет партии № 4 по работам в южной части листа Р-58-III», 1967.
335. *Сонин И. И.* Промежуточный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-III (партия № 4 «Окланская», объект № 371, работы 1967 г.), 1968.
336. *Сонин И. И.* Окончательный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-III (в бассейне рек Оклан и Шайбовеем). Партия № 4, работы 1966–1968 гг., 1969.
337. *Сонин И. И.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-58-131-В, Г; -132-В, Г; -143; -А, Б за 1974–1978 гг., 1978.
338. *Сонин И. И.* Отчет «Опытно-производственные работы по геологическому дешифрированию материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения геологической природы и поискового значения отдешифрированных объектов и составлению геолого-минерогенической карты (ГМК) масштаба 1 : 500 000 в Пенжинском и Анадырском секторах Охотско-Чукотского пояса и обрамляющих их структур. Листы Q-58-В, Г; Q-59-Г; Р-58-А; Р-59-А». Объект № 282. Партия № 27. 1986.
339. *Сосункевич А. И.* Общие поиски золота в Пенжинском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Коряжском нагорье. Отчет партии № 15 о результатах поисковых работ на золото, проведенных в 1984–1987 гг. в пределах листов Q-58-XXVIII, Р-58-XXVII, 1987.
340. *Сосункевич А. И.* Поисковые работы на золото в Пенжинском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне рр. Инмоква, Кайоклан. Объект № 48. Отчет отряда № 22 о результатах поисковых работ на золото, проведенных в 1987–1990 гг. в бассейне р. р. Инмоква, Кайоклан в пределах листа Р-58-II, 1991.
341. *Стивак С. В.* Отчет о результатах проведения поисковых и разведочных работ в центральной части Понтонейского золотоносного района в 1985–1986 гг. 1986.
342. *Стивак С. В.* Отчет о поиске и разведке россыпей в северо-восточной части Понтонейского золотоносного района, проведенных в 1987–1989 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1990 г. Листы Р-58-58-Б; -59-А, Б; -47-В, 1989.
343. *Старченко Л. В.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Олюторском рудном месторождении в 1967–1973 гг. с оперативным подсчетом запасов ртути по состоянию на 1 января 1974 г., 1974.
344. *Стрижко Э. А.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Р-58-23-А-в, г; Р-58-23-В; Р-58-23-Г-а, в (партия № 16 работы 1972–1974 гг.), 1974.
345. *Стрижко Э. А.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на площади листов Р-58-9,10; Р-58-21-А, В за 1974–1978 гг., 1978.
346. *Талалай М. А.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 Средне-Уннэйваямской партии на территории листов Р-58-92-В, Г; Р-58-93-В; Р-58-104-А, Б; Р-58-105-А за 1974–1976 гг., 1976.
347. *Тарасенко Т. В., Мельникова С. А.* Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений хребта Майни Какыйнэ (Хакин). Промежуточный отчет по подтеме «Геологическое строение северной части Олюторского прогиба» темы «Тектоника и металлогения северной части Коряжско-Камчатской складчатой области», 1965.

348. *Терешков В. Г., Митрофанов Н. П., Поярко В. С.* Геологическое строение верховьев рек Малетойваям, Лигинываям, Альховаям (Отчет о работе Малетойваямской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1965 год), 1966.
349. *Фараджев В. А.* Отчет по теме «Составление сводных аэрофотогеологических карт на территорию р. Пенжина (север Камчатской области). Разработка методики ускоренного геологического картирования с ограниченными объемами наземных исследований в труднодоступных и закрытых районах с преимущественным использованием аэрометодов (отряд № 12, работы 1965–1971 гг.), 1971.
350. *Филатов Н. И. и др.* Окончательный отчет по теме: «Вулканизм Охотско-Чукотского вулканического пояса в верховьях р. Пенжина». Уточнение легенды Еропольской серии, 1972.
351. *Хворостов В. П.* Отчет о предварительной разведке и поисковых работах на Сергеевском золоторудном месторождении, проведенных Сергеевской ГРП в 1973–1978 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1979 г., 1978.
352. *Хворостов В. П.* Отчет по поисково-оценочным работам на южном фланге 3-й группы жил Аметистового месторождения 1979–1981 гг., 1981.
353. *Хворостов В. П., Зайцев В. П. и др.* Отчет по детальным поискам на участках Интересный, Мазуринский, Рудный и общим поискам на участках Акрополь, Омега, Спрут Ичигинской рудной зоны. (Рудная I, II, III ГПП, 1977–1982 гг.), 1982.
354. *Хворостов В. П.* Материалы утверждения запасов ТКЗ по рудным телам Чемпион и Мария Аметистового месторождения по состоянию на 01.11.1986 года, 1986.
355. *Чечулин Р. И.* Отчет о результатах поисков и разведки россыпей золота в бассейне р. Кечичма, проведенных в 1985–1990 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1990 г. Листы Р-58-50-Г; -51-В, Г; -60-А, Б, В, Г; -62-А, Б, В, Г; -63-А, Б, В, 1990.
356. *Чурин В. С.* (отв. исп.) Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Кегалинского рудного поля, ОАО «Омолонская золотая кампания», г. Магадан, 2001.
357. *Цукерник А. Б.* Геологическое строение южной части листа Р-58-II. Промежуточный отчет партии № 7 о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 200 000 за 1965 г., 1966.
358. *Шевырев Л. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оклан (Окончательный отчет о работе Окланской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-X за 1966, 1967 и 1969 годы), 1970.
359. *Шеймович В. С.* Легенда Корякско-Курильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (четвертичные образования). Петропавловск-Камчатский, 2001.
360. *Шелудченко С. Д.* Информационный отчет о проведении геологического доизучения ранее заснятых площадей и подготовке ко 2-му изданию комплекта Госгеолкарты-200 Корякской серии листов (Р-58-XXVII, XXVIII). Велолныкская партия, 2002.
361. *Шипицын Г. П.* Поисково-разведочные работы на россыпное и рудное золото на Восточном побережье Пенжинской губы. (Отчет о работе Бухтового поискового отряда за 1968 год), 1969.
362. *Шипицын Г. П.* Поисковые работы на рудное и россыпное золото на Восточном побережье Пенжинской губы (Отчет о работе Валижгенского поискового отряда за 1969 год.), 1971.
363. *Шипицын Г. П.* Поисковые работы на рудное и россыпное золото в бассейне среднего течения р. Тылхой (Окончательный отчет о работе Тылхойской геолого-геоморфологической партии за 1970–1971 гг.), 1971.
364. *Шпак И. П., Корбух Ю. А., Серова Л. М. и др.* Отчет о результатах работ Ильпинской электроразведочной партии № 22/72 за 1972 год. Восточный геофизический трест, Иркутск, 1973.
365. *Шурыгин В. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на демантоиды, агат, нефрит, жадеит на Пенжинской площади в 1979–1982 гг., 1982.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и россыпей, первичных и вторичных геохимических ореолов, показанных на листе Р-58 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-1-10	П	Река Ачаквеем, прав. приток р. Чахнитка	№ 4045 [310]
I-1-13	П	Сред. теч. р. Кегали	№ 4045 [310]
I-1-14	П	Река Ачаквеем, выше устья р. Чахнитка	№ 4045 [310]
III-3-1	П	Игачинское	№ 5304 [219]
III-3-2	П	Бухтовое	№ 5304 [219]
III-3-3	П	Руч. Пасмурный	№ 5304 [219]
III-3-4	ММ	Гореловское	№ 5304 [219]
III-3-6	П	Река Гусиная	№ 5304 [219]
III-3-8	П	Эктвеемское	№ 5304 [219]
III-3-15	П	Руч. Летний	№ 5304 [219]
III-3-25	П	Руч. Лев. Прибойный	№ 5304 [219]
III-3-29	П	Веселовское	№ 5304 [219]
III-3-31	П	Веселовское	№ 5304 [219]
III-3-33	П	Конгломератовое	№ 5304 [219]
III-3-34	П	Береговое	№ 5304 [219]
III-5-16	П	Сред. теч. р. Кичаваям	№ 4900, 5266 [201, 202]
IV-2-11	П	Южное	№ 5987, [178]
IV-2-14	П	Чечатское	№ 3525, [316]
IV-3-1	П	Река Короткая	№ 1326, 4781 [321, 309]
IV-3-4	П	Быстринское	№ 1326, 4781 [321, 309]
IV-3-5	П	Река Мя-Мамет	№ 1326, 4781 [321, 309]
IV-3-24	ММ	Эсгичнинваямское-IV	№ 1326, 4781 [321, 309]
VI-1-1	П	Геткилинское	№ 1566 [313]
VI-1-3	П	Мыс Ребро	№ 1566 [313]
VI-1-7	П	Бух. Тануигинан	№ 1566 [313]
VI-1-10	П	Иргирнинское	№ 1566 [313]
VI-1-11	П	Левобережье р. Подкагерная	№ 1566 [313]
VI-1-15	ММ	Среднеподкагернское	№ 1566 [313]
VI-1-33	П	Томмайское	№ 1566 [313]
VI-1-34	П	Томмайское	№ 1566 [313]
VI-1-36	П	Томмайское	№ 1566 [313]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Уголь бурый			
II-3-10	П	Руч. Шаман	№ 8569, 4909 [292, 218]
II-5-13	П	Правобережье р. Ушканья-1	№ 5905 [3]
II-6-2	П	Сред теч. р. Никлекуюл	№5766 [241]
III-1-4	П	Река Колымак	№ 5027, 5304 [219, 304]
III-1-29	П	Верховье р. Кечичмы	№ 5027, 5304 [219, 304]
III-1-32	П	Река Авекова	№ 5027, 5304 [219, 304]
III-2-3	П	Мыс Этаучью	№ 5027, 5304 [219, 304]
III-2-8	П	Ниж. теч. р. Милютвзем	№ 5027, 5304 [219, 304]
III-4-6	П	Сев. побережье Пенжинской губы	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-14	П	Сред. теч. р. Тынагыргинкуюл	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-21	П	Правобережье р. Амитгын	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-22	П	Левобережье р. Амитгын	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-25	П	Левобережье р. Таловка	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-26	П	Левобережье р. Амитгын	№ 5528, 4900 [137, 201]
IV-2-1	П	Мыс Опасный	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-5	П	Бух. Горных Кузнецов	№ 6001, 5592 [49, 220]
V-2-8	П	Бух. Чемурнаут	№ 6001, 5592 [49, 220]
V-3-3	П	Уч. Кругликовский	№ 8395 [327]
V-3-29	П	Река Оньмуваям	№ 8395 [327]
V-5-21	ММ	Хаилинское	№ 6478 [82]
V-6-7	П	Река Вывенка	№ 4936 [8]
VI-1-14	П	Ямелкинское	№ 1566 [135]
VI-1-16	П	Верховье р. Ливланваям	№ 1566 [135]
VI-1-19	П	Ямелкинское	№ 1566 [135]
VI-1-21	П	Ямелкинское	№ 1566 [135]
VI-1-25	П	Ямелкинское	№ 1566 [135]
VI-1-26	П	Левобережье Гочны-Атвенаям	№ 1566 [135]
VI-1-29	П	Прав. Алхавитоваям	№ 1566 [135]
VI-1-35	П	Верховье Сред. Алхавитоваяма	№ 1566 [135]
VI-2-4	П	Пупувичуаямское	№ 5908 [79]
VI-2-5	П	Пупувичуаямское	№ 5908 [79]
VI-2-6	П	Пупувичуаямское	№ 5908 [79]
VI-2-9	П	Атвенаямское	№ 5908 [79]
VI-2-15	П	Река Валоваям	№ 5908 [79]
VI-2-16	П	Валоваямское	№ 5908 [79]
VI-3-2	П	Кичаваямское	№ 8378 [102]
VI-4-8	П	Хр. Гевилгилан	№ 8376 [103]
VI-4-12	П	Река Гиляльниваям	№ 8376 [103]
VI-4-23	П	Скрытое	№ 8376 [103]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
VI-4-24	П	Правобережье р. Авьяваям	№ 8376 [103]
VI-4-27	П	Берег зал. Корфа	№ 8376 [103]
VI-4-29	П	Река Вывенка	№ 8376 [103]
VI-4-30	МС	Корфовское	№ 8376 [103]
VI-4-31	П	Вивинитуваямское	№ 8376 [103]
VI-4-33	П	Севернее устья р. Вывенка	№ 8376 [103]
VI-4-34	П	Вывенское	№ 8376 [103]
VI-5-9	П	Река Талалаевка	№ 6136 [81]
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
V-5-6	П	Река Ченкокангъяваям	№ 6478 [82]
V-5-10	П	Навкырское	№ 6478 [82]
VI-6-1	П	Лев. приток р. Кимлинваям	№ 6034 [80]
VI-6-2	П	Река Кимлинваям	№ 6034 [80]
VI-6-10	П	Уч. Ясный, верховье р. Гыргольираваям	№ 6034 [80]
Х р о м			
III-3-21	П	Руч. Дождливый	№ 5209 [110]
III-3-28	П	Река Горелая	№ 5209 [110]
III-5-25	П	Река Бол. Упупкин	№ 5307, 4900 [64, 201]
IV-2-9	ПМ	Мыс Поворотный	№ 5592, 6361 [220, 325]
IV-2-13	П	Чечатское-I	№ 5592, 6361 [220, 325]
IV-2-16	П	Маметчинское-III	№ 5592, 6361 [220, 325]
IV-2-17	П	Мыс Водопадный	№ 5592, 6361 [220, 325]
IV-3-7	ПМ	Река Айнын	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-10	П	Тихореченское	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-13	П	Река Весёлая	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-15	П	Тынгынваям	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-18	ПМ	Река Тынгынваям	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-19	ПМ	Река Виайраваям	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-23	П	Гора Плоская (р. Рэваям)	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-4-4	ПМ	Река Таловка	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-9	ПМ	Река Мелкая	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-11	ПМ	Уч. Ганкуваямский	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-12	ПМ	Река Мя-Лекасын	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-17	П	Река Ганкуваям	№ 4322, 4781 [192, 309]
III-2-2	ВГХО	Река Куюл	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-5-22	ШО	Река Бол. Упупкин	№ 5307, 4900 [64, 201]
III-5-24	ШО	Правобережье р. Энычаваям	№ 5307 [64]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Т и т а н			
II-5-14	ШО	Гора Ваэат	№ 5905, 5789 [3, 268]
Цветные металлы			
М е д ь			
I-2-2	ПМ	Река Шайбовеем	№ 3933 [4]
I-2-4	ПМ	Река Шайбовеем	№ 3933 [4]
I-3-2	П	Река Холоховчан (уч. Горный)	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-11	ПМ	Река Мал. Оклан (правобережье руч. Под-снежный)	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-4-13	ПМ	Река Нибарчен	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-15	ПМ	Река Бол. Чалбугчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-16	П	Цирковый	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-22	ПМ	Река Бол. Чалбугчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-25	ПМ	Гора Гребень	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-5-8	ПМ	Река Нибарчен	№ 5122 [38]
I-6-10	ПМ	Река Прав. Кондырева	№ 5306 [94]
II-1-9	П	Ковш	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-12	П	Уч. Каняв	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-29	ПМ	Река Ичевеем	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-2-12	ПМ	Устье руч. Сухой	№ 5529, 4547 [2, 226]
II-2-17	П	Вод. Сред. Ильнове	№ 5529, 4547 [2, 226]
II-3-2	ПМ	Руч. Александровский	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-11	ПМ	Река Юлговаам	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-12	ПМ	(Правобережье руч. Прозрачный)	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-4-5	ПМ	Река Мал. Чалбугчан	№ 8569 [101]
II-4-6	ПМ	Река Чавайнин	№ 5802 [109]
II-4-10	ПМ	Руч. Альпийский	№ 8569 [101]
II-5-12	ПМ	Река Гильмитка	№ 5905, 5789 [3, 268]
III-1-9	ПМ	Река Колымак	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-10	ПМ	Река Парень	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-4-11	ПМ	Сред. теч. р. Харитоня	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-18	ПМ	Верх. Харитоня	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-20	ПМ	Гора Сопочная	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-23	ПМ	Вод. р. Шуминкаральваам	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-5-21	П	Верховье руч. Непроходимый	№ 4900, 5266 [201, 202]
IV-1-15	ПМ	Мыс Китовый	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-18	П	Столбовое	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-19	ПМ	Берег р. Кычувээм	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-12	ПМ	Мыс Столбовой	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-3-9	П	Кингивеемское	№ 1326, 4781 [139, 309]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
IV-4-8	ПМ	Руч. Красный	№ 4781 [309]
IV-4-15	ПМ	Руч. Усталый	№ 4781 [309]
IV-4-16	ПМ	Левобережье р. Ганкуваям	№ 4781 [309]
V-3-25	П	Гора Двуглавая	№ 8395 [327]
V-3-30	П	Истоки р. Уйвинваям	№ 8395 [327]
V-4-30	ПМ	Река Отовеневааям	№ 8395 [327]
V-4-34	ПМ	Река Илильваям	№ 8395 [327]
V-6-10	ПМ	Река Тылговаям	№ 4936 [8]
V-6-21	ПМ	Река Пылговаям	№ 4936 [8]
V-6-25	ПМ	Оз. Потат-Гытхын	№ 4936 [8]
VI-3-4	П	Октябрьское (р. Энынгваям)	№ 8378 [102]
VI-3-5	ПМ	Река Ивылынылхываям	№ 8378 [102]
VI-3-7	П	Река Малетойваям	№ 8378 [102]
VI-3-21	ПМ	Вод. Каванейваям–Лэрваям	№ 8378 [102]
VI-3-23	ПМ	Верховье р. Тюлюльваям	№ 8378 [102]
VI-3-33	ПМ	Верховье р. Сэерваям	№ 8378 [102]
VI-4-13	П	Река Энынгваям (руч. Радужный)	№ 8376 [103]
VI-5-12	П	Уч. Восток	№ 6136 [81]
VI-5-18	П	Уч. Орел	№ 6136 [81]
VI-6-6	П	Река Кымлинваям	№ 6034 [80]
VI-6-7	П	Междуречье Гырголнавыринваям–Кимлинваям	№ 6034 [80]
VI-6-8	П	Верховье р. Гыргольлирваям	№ 6034 [80]
VI-6-9	П	Река Якаваям	№ 6034 [80]
I-5-20	ПГХО	Долина руч. Галечный	№ 5122 [38]
I-5-21	ПГХО	Верховье руч. Снежный	№ 5122 [38]
I-6-2	ВГХО	Верховья р. Хелоковчан	№ 5306 [94]
I-6-6	ВГХО	Верховья р. Лев. Кондырева	№ 5306 [94]
II-1-1	ШО	Верх. теч. руч. Медвежий	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-10	ШО	Верх. р. Куйбавеем	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-18	ПГХО	Уч. Заячий	№ 8568, 4844 [48, 251]
III-1-33	ВГХО	Верховья р. Неюваям	№ 5027, 5304 [121, 219]
С в и н е ц			
I-4-18	ПМ	Айчихин	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-2-26	ПМ	Южное (гора Воронья)	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-4-12	П	Нибарчен	№ 5421,4117 [2, 329]
II-1-26	П	Кукваам	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-22	П	Река Верхняя Гыленга	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-6	П	Руч. Шумный	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-16	П	Биярди	№ 8568, 4844 [48, 251]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
II-1-5	П	Медвежий	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-17	П	Уч. Заячий	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-33	ПМ	Река Тавькикуль	№ 8568, 4844 [48, 251]
III-4-9	ПМ	Верх. прав. приток р. Тихляваям	№ 5528, 4900 [137, 201]
VI-3-24	ПМ	Река Ололоваям	№ 8378 [102]
VI-3-20	ПМ	Вод. рек Сээрваам–Луэрваам	№ 8378 [102]
VI-3-9	ПМ	Верх. р. Лигимньваям	№ 8378 [102]
VI-4-18	П	Река Мя-Вамтуваам	№ 8376 [103]
VI-5-10	П	Уч. Еттык	№ 6136 [81]
VI-5-17	П	Руч. Олютоваям	№ 6136 [81]
VI-5-1	ПМ	Гора Яхтынын	№ 6136 [81]
VI-6-4	П	Встречное (оз. Потатгын)	№ 6034 [80]
VI-6-29	П	Находка (Каукт)	№ 6034 [80]
VI-6-30	П	Находка (Каукт)	№ 6034 [80]
VI-6-11	П	Росомаха	№ 6034 [80]
VI-6-28	П	Клад	№ 6034 [80]
VI-6-3	П	Блеск	№ 6034 [80]
VI-6-27	П	Река Эйнальваям	№ 6034 [80]
VI-6-18	П	Сред. Каукт	№ 6034 [80]
II-3-4	ВГХО	Река Юлговаам	№ 8569, 4909 [101, 218]
Ц и н к			
I-2-6	ПМ	Междуречье р. Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
II-1-27	ПМ	Кукваам	№ 8568, 4844 [48, 251]
III-1-12	ПМ	Река Иныхилвеем	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-30	ПМ	Река Авекова	№ 5027, 5304 [121, 219]
V-6-1	ПМ	Левобережье р. Майниемьетваям	№ 4936 [8]
V-6-2	ПМ	Правобережье р. Майни-Луловаям	№ 4936 [8]
V-6-3	ПМ	Правобережье р. Майни-Луловаям	№ 4936 [8]
V-6-4	ПМ	Левобережье р. Майниемьетваям	№ 4936 [8]
I-6-1	ВГХО	Междуречье Пенжина–Мургаль	№ 5306 [94]
I-6-4	ПГХО	Район устья р. Тополевка	№ 5306 [94]
I-6-3	ВГХО	Истоки р. Лесная	№ 5306 [94]
II-6-1	ВГХО	Гора Плоская	№ 5906 [3]
II-6-3	ВГХО	Гора Пал-Пал	№ 5906 [3]
III-1-31	ВГХО	Река Кечичма (р. Капчеваям)	№ 5027, 5304 [121, 219]
Н и к е л ь			
III-5-26	ПМ	Уч. Лолоинай	№ 4900, 5266 [201, 5266]
IV-3-3	ШО	Правоайнынское	№ 1326, 4781 [309]
IV-3-12	ШО	Вод. рек Мелкая–Ганкуваям	[139, 309]
IV-3-20	ШО	Район горы Плоская	[139, 309]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Молибден			
I-1-4	ПМ	Река Эруди	№4045 [310]
I-4-20	ПМ	Река Бол. Чалбугчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-24	ПМ	Река Кытылхын	№ 5421,4117 [2, 329]
I-5-3	ПМ	Руч. Шумный	№ 5422 [38]
I-5-7	ПМ	Река Тургунчак	№ 5422 [38]
I-6-11	П	Река Прав. Кондырева	№ 5306 [94]
II-1-28	П	Янняяй	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-19	П	Предраковый	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-20	П	Река Ильвовеем	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-14	П	Уч. Тыкляваям	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-21	П	Кукваям	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-23	ПМ	Подморенный	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-36	ПМ	Река Хукваям	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-2-20	ПМ	Уч. Янняяный	№ 5529, 4235 [2, 225]
III-1-17	ПМ	Река Колымак	№ 5027, 5304 [121, 219]
VI-4-5	ПМ	Река Лататыргинваям	№ 8376 [103]
VI-4-20	ПМ	Река Майнгывывамечаваям	№ 8376 [103]
II-3-13	ВГХО	Уч. Янняяный	№ 8569, 4909 [101, 218]
Вольфрам			
I-4-10	ШО	Ореол р. Нибарчен	№ 5421,4117 [2, 329]
II-1-30	ШО	Бассейн р. Куйбэвеемпиль	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-2-14	ШО	Сред. теч. р. Тылхой	№ 5529, 4547 [1, 226]
III-1-13	ШО	Река Колымак	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-4-16	ШО	Верховье рек Харитоня–Мал. Упупкин	№ 5528, 4900 [137, 201]
V-3-15	ШО	Междуречье Куйвиваям–Куюл–Тылывырываам	№ 8395 [327]
VI-2-11	ШО	Лебединский	№ 5908 [79]
Олово			
III-2-1	ПМ	Правобережье р. Тылхой	№ 5027, 5304 [121, 219]
IV-5-9	П	Евьеин	№ 4280 [58]
IV-5-11	П	Хрустальное	№ 4280 [58]
IV-5-12	П	Уннэй	№ 4280 [58]
V-3-24	П	Уч. Резниковский	№ 8395 [327]
V-3-19	П	Правобережье р. Куйвиваям	№ 8395 [327]
V-4-19	П	Дальнее	№ 8395 [327]
V-4-21	П	Уч. Верхний	№ 8395 [327]
V-4-25	П	Олений	№ 8395 [327]
V-4-26	П	Мутное	№ 8395 [327]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
V-4-20	П	Восточное	№ 8395 [327]
I-2-1	ШО	Река Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
II-2-11	ВГХО	Верховье р. Тихая	№ 5529, 4547 [214, 226]
III-5-9	ШО	Бассейн р. Пенжина	№ 5307, 4900 [64, 201]
IV-5-10	ШО	Бассейн р. Евъинваям	№ 4280 [327]
V-2-1	ШО	Восточнее бух. Чемурнаут	№ 5526 [26]
V-2-5	ШО	Бух. Чемурнаут	№ 5526 [26]
V-3-20	ШО	Бассейн р. Куйнвиваям	№ 5526 [26], 8395 [327]
V-3-22	ШО	Бассейн р. Имлекиваям	№ 8395 [327]
Р т у т ь			
III-3-16	ПМ	Боковое	№ 5209 [110]
III-6-24	ПМ	Пират	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-25	ПМ	Осеннее-I	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-26	П	Мечта	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-27	П	Скальный	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-28	ПМ	Вильгиль	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-29	ПМ	Осеннее-III	№ 5904, 5266 [3, 202]
IV-4-20	П	Лунное	№ 4781 [309]
IV-4-25	ПМ	Большое	№ 4781 [309]
IV-5-5	П	Рудное	№ 4280 [58]
IV-5-6	П	Останцовое	№ 4280 [58]
IV-5-7	ПМ	Люттик	№ 4280 [58]
IV-5-8	ПМ	Река Евъинваям	№ 4280 [58]
IV-6-2	ПМ	Чимкичин	№ 5527 [111]
IV-6-5	П	Южное	№ 5527 [111]
IV-6-7	ПМ	Надежный	№ 5527 [111]
IV-6-9	ММ	Ясное	№ 5527 [111]
IV-6-10	ММ	Озерное	№ 5527 [111]
IV-6-11	ПМ	Крутое	№ 5527 [111]
V-3-12	ПМ	Гилянваям	№ 8395 [327]
V-3-16	ПМ	Каменистый	№ 8395 [327]
V-3-31	П	Озерное	№ 8395 [327]
V-4-6	ПМ	Свал	№ 8395 [327]
V-4-16	ПМ	Янгъянай	№ 8395 [327]
V-4-17	ПМ	Горный	№ 8395 [327]
V-4-18	П	Руч. Изогнутый	№ 8395 [327]
V-4-31	ПМ	Река Отовеневаям	№ 8395 [327]
V-5-3	ПМ	Правобережье р. Хаилино	№ 6478 [82]
VI-3-16	П	Каванэйское	№ 8378 [102]
VI-3-18	П	Река Каванэйваям	№ 8378 [102]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
VI-5-30	ПМ	Река Галинвиланваям	№ 6136 [81]
VI-5-35	ПМ	Река Галинвиланваям	№ 6136 [81]
VI-6-12	П	Краб	№ 6034 [80]
VI-6-15	МС	Олюторское	№ 6034 [80]
VI-6-32	П	Морское	№ 6034 [80]
I-3-1	ШО	Река Шайбовеем	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-10	ШО	Истоки р. Весёлая	№ 4122, 5853 [163, 252]
II-6-4	ШО	Гора Пал-Пал	№ 5906, 5766 [3, 241]
III-5-20	ШО	Ниж. теч. р. Мал. Упупкин	№ 5307, 4900, [64, 201]
III-6-1	ШО	Ламутский	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-15	ШО	Река Гайчавеем	№ 5904, 5266 [3, 202]
IV-3-6	ШО	Река Кенгиваям	№ 4781 [309]
IV-4-2	ШО	Река Таловка	№ 4781 [309]
IV-4-19	ШО	Бассейн р. Куюл	№ 4781 [309]
IV-4-21	ШО	Бассейн р. Куюл	№ 4781 [309]
IV-5-13	ШО	Левобережье р. Уннэйваям	№ 4280 [58]
IV-5-14	ШО	Река Хайимланваям	№ 4280 [58]
IV-6-3	ШО	Гочнычимкичиваямский	№ 5527 [111]
V-3-14	ШО	Верховье р. Кучъваям	№ 8395 [327]
V-3-23	ШО	Река Куйвиваям	№ 8395 [327]
V-5-1	ШО	Верховья р. Тапельваям	№ 6478 [82]
V-5-2	ШО	Бассейн р. Огинраваям	№ 6478 [82]
V-5-5	ШО	Бассейн рек Кайлиноваям и Навкырваям	№ 6478 [82]
V-6-16	ШО	Река Хай-Луловаям	№ 4936 [8]
V-6-20	ШО	Река Хатапваям	№ 4936 [8]
VI-2-3	ШО	Каванейский	№ 5908 [79]
VI-2-13	ШО	Луянываямский	№ 5908 [79]
VI-3-1	ШО	Река Энынгваям	№ 8378 [102]
VI-5-33	ШО	Река Галинвиланваям	№ 6136 [81]
VI-6-35	ШО	Бух. Лаврова	№ 6034 [80]
М ы ш ь я к			
I-2-11	ПМ	Река Оклан (Верное)	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-12	ПМ	Оклан	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-3-3	П	Река Холоховчан	№ 4122, 5853 [163, 252]
II-2-10	ПМ	Левобережье р. Тылхой	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-4	ПМ	Руч. Горбатый	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-13	ПМ	Верховье р. Ильновеем	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-16	П	Гора Высокая	№ 5529, 4547 [1, 226]
III-4-3	ПМ	Правобережье р. Пенжина	№ 5528, 4900 [137, 201]
IV-3-26	П	Унэливаямское	№ 1326, 4781 [139, 309]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
IV-6-8	ПМ	Млечное	№ 5527 [111]
VI-3-17	ПМ	Река Тюлюльваям	№ 8378 [102]
VI-4-16	П	Верх. р. Энынговаям	№ 8376 [103]
VI-5-20	П	Гиткоюлинское	№ 6136 [81]
VI-5-22	ПМ	Руч. Гаврильваям	№ 8378 [102]
VI-6-33	П	Река Манакангъяваям	№ 6034 [80]
С у р ь м а			
VI-5-21	П	Река Звездное	№ 6136 [81]
VI-5-31	П	Руч. Ырваям	№ 6136 [91]
VI-6-19	П	Уч. Ольховый	№ 6034 [80]
VI-6-21	П	Оз. Нгавычгытгын	№ 6034 [80]
В и с м у т			
VI-4-6	ПМ	Верх. руч. Правый	№ 8376 [103]
Редкие металлы			
Б е р и л л и й			
III-1-15	ПМ	Лев. приток р. Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
Редкие земли (без разделения на группы)			
I-1-6	ПМ	Река Кегали (Гора Ориентирная)	№ 4045 [310]
II-1-11	ПМ	Верховья р. Веерная	№ 8568, 4844 [48, 251]
VI-3-22	П	Водораздел Каванэйваям–Сеэрваям	№ 8378 [102]
VI-3-25	П	Тюлюльваямское	№ 8378 [102]
VI-3-26	П	Левобережье р. Сеэрваям	№ 8378 [102]
V-3-17	ШО	Бассейн р. Куюл	№ 8395 [327]
VI-3-3	ШО	Реки Ульмоваям и Каванейваям	№ 8378 [102]
Г е р м а н и й			
II-1-7	ПМ	Река Веерная	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-8	ПМ	Ярина	№ 8568, 4844 [48, 251]
Благородные металлы			
З о л о т о			
I-1-5	ПМ	Река Кегали (руч. Заозёрный)	№ 4045 [310]
I-1-20	П	Кегали	№ 4045 [310]
I-2-9	ПМ	Чистое	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-10	П	Красное	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-13	П	Оклан	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-17	П	Хайоклан	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-19	П	Скалистое	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-20	РМ	Хайоклан	№ 3933, 5549 [4, 214]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
I-2-21	П	Камешки	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-22	РМ	Руч. Кедровый	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-23	ПМ	Бассейн р. Инмоква	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-25	П	Пологое	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-3-7	П	Романиха	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-8	РМ/О	Видный	№ 4122, 5853[163, 252]
I-3-9	РМ/О	Студенческий	№ 4122, 5853[163, 252]
I-3-13	П	Подснежное	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-14	ПМ	Река Оклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-15	РМ	Руч. Жильный	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-16	П	Верховье р. Тузовка	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-17	П	Водопадное (левобережье р. Звёздочка)	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-18	Р/проявление	Тузовка	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-19	ПМ	Правобережье р. Мал. Оклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-20	ПМ	Правобережье р. Тузовка	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-21	ПМ	Левобережье р. Звёздочка	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-25	П	Встречное	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-26	П	Хайоклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-4-1	П	Водопадный	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-3	П	Водопадный	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-6	МС	Сергеевское	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-8	П	Кубавеемское	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-9	П	Пик	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-11	П	Река Безымянная	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-14	П	Штокверк	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-17	ПМ	Река Бол. Чалбугчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-21	ПМ	Река Бол. Чалбугчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-5-2	П	Кургучан	№ 5422 [38]
I-5-5	П	Скала	№ 5422 [38]
I-5-6	П	Река Сред. Нибарчен	№ 5422 [38]
I-5-16	П	Ягельное	№ 5422 [38]
I-5-17	П	Река Хиузная	№ 5422 [38]
I-5-19	П	Ус	№ 5422 [38]
I-6-5	ПМ	Река Пенжина	№ 5306 [94]
I-6-7	РМ/О	Река Прав. Кондырева	№ 5306 [94]
I-6-8	РМ	Руч. Хемачанский	№ 5306[94]
I-6-9	П	Река Прав. Кондырева	№ 5306 [94]
I-6-12	РМ	Руч. Ясный	№ 5306 [94]
I-6-13	ПМ	Верховье р. Прав. Кондырева	№ 5306 [94]
I-6-14	РМ	Руч. Прав. Осиновый	№ 5306 [94]
II-1-2	П	Кегалинское	№ 8568, 4844 [48, 251]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
II-1-3	П	Куйбэвеем	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-25	ПМ	Янйнай	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-32	ПМ	Река Гыленга	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-34	ПМ	Река Гыленга	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-1-35	П	Река Прямая	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-2-5	Р/проявление	Река Белая	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-6	П	Правобережье р. Белая	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-7	П	Вод. р. Инмоква	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-8	П	Уч. Белый	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-9	П	Кварцевое	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-3-3	П	Мингаузин	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-6	П	Уч. Попутный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-7	П	Уч. Попутный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-8	П	Уч. Попутный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-9	П	Уч. Попутный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-4-3	П	Река Увальная	№ 5802 [109]
II-5-2	П	Булу	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-3	П	Бар	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-4	П	Морось	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-5	РМ/О	Река Ушканья-2	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-6	РМ/О	Морось	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-7	П	Вод. рек Ушканья-1–2	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-8	П	Уч. Горный	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-10	РС	Ушканья-1	№ 5905, 5789 [3, 268]
II-5-11	РС/О	Руч. Горный	№ 5905, 5789 [3, 268]
III-1-6	ПМ	Река Кичаваям	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-21	ПМ	Река Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-7	П	Уч. Ожидание	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-16	РМ	Руч. Средний	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-18	РМ	Руч. Равнинный	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-20	П	Левобережье р. Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-22	РМ	Руч. Перспективный	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-25	РМ/О	Руч. Малютка	№ 5027 [121]
III-1-26	РМ	Левобережье р. Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-27	РМ	Река Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-28	РМ	Река Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-2-7	ПМ	Мыс Хелнин	№ 5027 [121]
III-3-5	ПМ	Река Длинная	№ 5027, 4324 [121, 219]
III-3-10	ПМ	Быстринское	№ 5027, 4324 [121, 219]
III-3-11	ПМ	Гореловское	№ 5027, 4324 [121, 219]
III-3-12	ПМ	Береговое	№ 5027, 4324 [121, 219]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Ш-3-13	РМ	Руч. Смятый	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-3-14	РМ	Руч. Гриф	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-3-20	РМ	Руч. Нежданный	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-3-22	ПМ	Район горы Длинная	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-3-24	РМ	Руч. Гнус-Прибойный	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-3-30	РМ	Руч. Золотой (Ясный)	№ 5027, 4324 [121, 219]
Ш-4-4	ПМ	Ист. р. Хийвиваям	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-5	ПМ	Ист. р. Ахлаваям	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-8	Р/проявление	Река Вейхаваям	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-10	Р/проявление	Руч. Безымянный	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-4-13	Р/проявление	Река Харитоня	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-5-1	РМ	Веза	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-2	РМ	Руч. Одуван	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-3	ПМ	Река Островковая	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-4	РМ	Река Островковая	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-14	ПМ	Река Белая	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-12	РМ	Руч. Крутой	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-13	РМ	Руч. Первый	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-10	РМ	Руч. Малый	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-6	РМ	Руч. Колос	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-5	РМ	Руч. Вилка	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-17	РМ	Река Кичаваям	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-18	П	Кичаваям	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-5-19	П	Кичаваям	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-6-2	РМ/О	Руч. Лесной	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-3	РС/О	Река Горелая	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-4	РМ/О	Крест	№ 4900, 5266 [201, 202]
Ш-6-5	РС	Река Прав. Горелая	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-6	РМ	Прав. тер. р. Аковская	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-7	РМ	Лев. тер. р. Аковская	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-8	РС	Гривна	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-9	РМ	Мир	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-10	ПМ	Верховья р. Горелая	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-11	ПМ	Река Дымная	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-12	РМ	Река Ветвистая	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-13	РМ	Река Дымная	№ 5904, 5266 [3, 202]
Ш-6-14	РМ	Река Лев. Ветвистая	№ 5904, 5266 [3, 202]
IV-1-5	Р/проявление	Руч. Меридиан	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-7	ПМ	Правобережье р. Ветгиваям	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-9	Р/проявление	Руч. Делевый	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-12	Р/проявление	Залив Мелководнинский	№ 6001, 5592 [49, 220]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
IV-1-13	П	Рудное поле Амто	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-14	РМ/Э	Река Кайдятен	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-16	РМ/О	Руч. Туфовый	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-4	П	Уч. Горных Кузнецов	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-3-27	ПМ	Хр. Тылакрыл	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-4-10	П	Уч. Мелкий	№ 4781 [309]
IV-4-12	П	Уч. Мелкий	№ 4781 [309]
IV-6-6	П	Руч. Алый (уч. Живой)	№ 5527 [111]
V-3-1	МК	Аметистовое	№ 8395 [327]
V-3-7	П	Акрополь	№ 8395 [327]
V-3-8	П	Интересное	№ 8395 [327]
V-3-9	П	Уч. Бурный	№ 8395 [327]
V-3-10	П	Омега	№ 8395 [327]
V-3-11	П	Гилян	№ 8395 [327]
V-3-21	П	Вивипильтунуп	№ 8395 [327]
V-3-27	П	Оньмувая	№ 8395 [327]
V-3-32	П	Руч. Крайний	№ 8395 [327]
V-3-4	П	Кольцевая гр. жил	№ 8395 [327]
V-3-2	П	7-я гр. жил	№ 8395 [327]
V-3-6	П	Внешняя гр. жил	№ 8395 [327]
V-3-5	П	Нежданная гр. жил	№ 8395 [327]
V-4-5	П	Спрут	№ 8395 [327]
V-4-29	П	Река Меговая	№ 8395 [327]
V-4-35	ПМ	Река Ветровая	№ 8395 [327]
V-4-27	ПМ	Тыхапунвывая	№ 8395 [327]
V-6-14	ПМ	Река Хатапвая	№ 4936 [8]
V-6-17	П	Река Пылговая	№ 4936 [8]
V-6-18	ПМ	Река Пылговая	№ 4936 [8]
V-6-22	П	Емьет	№ 4936 [8]
V-6-23	П	Пылгинское	№ 4936 [8]
V-6-24	ПМ	Оз. Потат-Гытхын	№ 4936 [8]
VI-1-32	Р/проявление	Уч. Сред. Алхавитовая	№ 5908 [79]
VI-2-7	Р/проявление	Бассейн р. Пустая, уч. Кеньчувая	№ 5908 [79]
VI-2-12	Р/проявление	Руч. Тихий	№ 5908 [79]
VI-3-13	П	Юго-Западное	№ 8378 [102]
VI-3-8	П	Уч. Юбилейный	№ 8378 [102]
VI-3-12	П	Верховье р. Малетойвая	№ 8378 [102]
VI-3-14	П	Гачингальховая	№ 8378 [102]
VI-3-15	П	Вод. Малетой–Гачингахальвая	№ 8378 [102]
VI-3-29	ПМ	Река Игуанавая	№ 8378 [102]
VI-4-4	П	Река Лататыргинвая	№ 8376 [103]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
VI-4-21	ПМ	Река Лигимнваям	№ 8376 [103]
VI-4-3	ПМ	Верх. р. Лататыргинваям	№ 8376 [103]
VI-4-14	ПМ	Река Вамтуваям	№ 8376 [103]
VI-5-7	ПМ	Уч. Еттык	№ 6136 [81]
VI-5-14	ПМ	Уч. Еттык	№ 6136 [81]
VI-5-2	ПМ	Река Кейынгваям	№ 6136 [81]
VI-5-11	ПМ	Река Восток	№ 6136 [81]
VI-5-15	П	Уч. Орел	№ 6136 [81]
VI-6-13	П	Росомаха	№ 6034 [80]
VI-6-17	П	Клад (Манаханя)	№ 6034 [80]
VI-6-24	П	Клад	№ 6034 [80]
VI-6-20	П	Пропилит	№ 6034 [80]
VI-6-22	П	Бух. Сомнения	№ 6034 [80]
VI-6-31	П	Лагуна Средняя	№ 6034 [80]
VI-6-34	П	Лагуна Средняя	№ 6034 [80]
VI-6-14	П	Оз. Нгавычгытгын	№ 6034 [80]
VI-6-5	П	Река Кымлинваям	№ 6034 [80]
VI-6-23	П	Находка	№ 6034 [80]
VI-6-25	П	Находка	№ 6034 [80]
VI-6-26	П	Находка (Средний Каукт)	№ 6034 [80]
I-1-2	ШО	Лев. прит. р. Эруди	№ 4045 [310]
I-1-9	ШО	Бассейн р. Междуозерная	№ 4045 [310]
I-1-7	ВГХО	Левобережье р. Эруди (верховье р. Наледная)	№ 4045 [310]
I-1-11	ВГХО	Верх. прав. прит. р. Чахнитка	№ 4045 [310]
I-1-15	ШО	Верх. теч. р. Кегали	№ 4045 [310]
I-2-15	ШО	Верх. р. Инмоква	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-4-2	ШО	Сергеевский	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-4	ШО	Левобережье р. Холоховчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-5	ШО	Река Холоховчан	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-7	ШО	Гора Звёздочка	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-4-23	ШО	Левобережье р. Бол. Чалбугчан (р. Пельхиллю)	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-5-1	ШО	Река Пенжина	№ 5122 [38]
I-5-9	ШО	Верх. р. Кондырева	№ 5122 [38]
II-1-31	ШО	Бассейн р. Гилленга	№ 8568, 4844 [48, 251]
II-2-3	ШО	Река Тылхой	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-18	ШО	Бассейн р. Тылхой	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-19	ШО	Бассейн р. Ыльнавеем	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-21	ШО	Река Каймикина	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-4-1	ШО	Река Мал. Чалбугчан	№ 5802 [109]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
II-4-2	ШО	Река Оклан	№ 5802 [109]
II-4-7	ШО	Река Чавайнин	№ 5802 [109]
II-4-8	ШО	Река Лыланто	№ 5802 [109]
II-4-11	ШО	Река Игульвиен	№ 5802 [109]
II-4-12	ШО	Река Лиланто	№ 5802 [109]
II-5-1	ШО	Бассейн рек Ушканья-1 и 2	№ 5802 [109]
II-5-15	ШО	Бассейн рек Ушканья-1 и 2	№ 5802 [109]
III-1-2	ШО	Река Парень	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-5	ШО	Река Колымак	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-8	ШО	Река Идикигичен	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-14	ШО	Левобережье р. Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-23	ШО	Правобережье р. Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-2-4	ШО	Устье р. Парень (р. Карночивзем)	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-3-7	ШО	Река Гусиная	№ 5209 [110]
III-3-9	ШО	Эктвеемский	№ 5209 [110]
III-4-15	ШО	Зап. окраина Понтонейских гор	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-19	ШО	Река Амитгин	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-5-15	ШО	Верх. р. Ивчейвингтыхляваям	№ 4 900, 5266 [201, 202]
IV-1-1	ШО	Бассейн руч. Длинный	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-2	ШО	Бассейн р. Ветгиваям	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-3	ШО	Бассейн р. Вивиджан	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-4	ШО	Западнее зал. Хитима	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-6	ШО	Бассейн р. Эпповеем	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-11	ШО	Бассейн р. Тальновеем	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-1-17	ШО	Ниж. теч. р. Тальновеем	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-2	ШО	Сев. поб. п-ова Елистратова	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-3	ШО	Маметчинское	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-3-14	ШО	Река Эсгичнинваям	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-6-1	ШО	Гыргольваямский	№ 5527 [111]
V-2-4	ШО	Междуречье Пустая–Рекинники	№ 5526 [26]
V-2-6	ШО	Междуречье Пустая–Рекинники	№ 5526 [26]
V-2-7	ШО	Междуречье Пустая–Рекинники	№ 5526 [26]
V-3-18	ШО	Бассейн р. Куйнвиваям	№ 5526 [26]
V-3-26	ШО	Бассейн р. Уйаинвиваям	№ 8395 [327]
V-5-23	ШО	Ниж. теч. р. Навкырваям	№ 6478 [82]
V-5-25	ШО	Река Тыльоваям	№ 6478 [82]
V-5-26	ШО	Река Вывенка	№ 6478 [82]
V-5-27	ШО	Река Авьенваям	№ 6478 [82]
V-6-6	ШО	Река Вывенка	№ 4936 [8]
V-6-8	ШО	Река Куюл	№ 4936 [8]
V-6-9	ШО	Река Тыльоваям	№ 4936 [8]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
V-6-12	ШО	Река Тыльвоаям	№ 4936 [8]
V-6-13	ШО	Река Хагапваям	№ 4936 [8]
VI-1-4	ШО	Река Ткаправаям	№ 1566 [135]
VI-1-9	ШО	Река Пустая	№ 1566 [135]
VI-1-18	ШО	Бассейн р. Алхавитоваям	№ 1566 [135]
VI-2-1	ШО	Река Ткаправаям	№ 5908 [79]
VI-2-2	ШО	Правобережье р. Пустая	№ 5908 [79]
VI-2-10	ШО	Бассейн р. Утгываям	№ 5908 [79]
VI-3-19	ШО	Река Комлидьлюльхываям	№ 8378 [102]
VI-3-34	ШО	П-ов Ильпинский	№ 8378 [102]
VI-4-25	ШО	Правобережье р. Вывенка	№ 8378 [102]
VI-5-3	ШО	Река Култушная (руч. Гатыраля)	№ 6136 [81]
VI-5-24	ВГХО	Река Ивульваям	№ 6136 [81]
VI-5-25	ВГХО	Руч. Каргытгыканяв	№ 6136 [81]
Серебро			
I-1-1	ПМ	Река Кегали	№ 4045 [310]
I-1-3	ПМ	Левобережье р. Эруди (ист. руч. Извилистый)	№ 4045 [310]
I-1-8	ПМ	Гора Сторожевая	№ 4045 [310]
I-1-12	ПМ	Правобережье р. Чахнитка	№ 4045 [310]
I-1-18	ПМ	Истоки р. Прав. Ачаквеем	№ 4045 [310]
I-1-19	ПМ	Истоки р. Прав. Ачаквеем	№ 4045 [310]
I-2-3	ПМ	Междуречье Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-5	ПМ	Междуречье Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-7	ПМ	Междуречье Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-8	ПМ	Междуречье Шайбовеем	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-14	ПМ	Верховье р. Быстрая	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-16	ПМ	Бассейн р. Инмоква	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-18	ПМ	Бассейн р. Инмоква	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-2-24	ПМ	Бассейн р. Инмоква	№ 3933, 5549 [4, 214]
I-3-4	П	Река Холоховчан (Горный)	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-5	ПМ	Правобережье р. Романиха	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-6	ПМ	Река Шайбовеем	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-22	ПМ	Река Мал. Оклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-23	ПМ	Левобережье р. Оклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-3-24	ПМ	Правобережье р. Оклан	№ 4122, 5853 [163, 252]
I-4-19	П	Айчихин	№ 5421, 4117 [2, 329]
I-5-10	П	Верхний	№ 5122 [38]
I-5-11	П	Река Ниньчех	№ 5122 [38]
I-5-14	П	Кварцевое	№ 5122 [38]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
I-5-13	П	Чёртов Глаз	№ 5122 [38]
I-5-12	П	Высота 904	№ 5122 [38]
I-5-18	ПМ	Река Ниньчех	№ 5122 [38]
I-5-22	П	Кедровый (зона Сергеевская)	№ 5122 [38]
I-5-23	П	Кедровый (контактная группа жил)	№ 5122 [38]
I-5-24	П	Кедровый (зона Ворона)	№ 5122 [38]
II-1-24	П	Ичвувеем	№ 8568 [48]
II-1-4	П	Гольцовое	№ 8568 [48]
II-1-15	ПМ	Гора Волчья	№ 8568 [48]
II-2-1	П	Руч. Мирный	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-2	ПМ	Река Юлговаам	№ 5529, 4547 [1, 226]
II-2-15	ПМ	Правобережье руч. Мирный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-1	ПМ	Руч. Озерный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-3-5	ПМ	Уч. Попутный	№ 8569, 4909 [101, 218]
II-4-9	П	Алнайское	№ 5802 [109]
III-1-24	ПМ	Река Кечичма	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-19	ПМ	Река Куювикангъяв	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-2-6	ПМ	Мыс Хелнин	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-2-5	П	Река Милютвэем	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-5-23	П	Уч. Луговой	№ 4900, 5266 [201, 202]
III-6-17	П	Сурьянный	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-18	П	Сурьянный	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-20	П	Сурьянный	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-16	П	Галанен	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-19	П	Галанен	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-22	П	Истоки р. Каральваям	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-21	П	Северное	№ 5904, 5266 [3, 202]
III-6-23	П	Верховья р. Каватчаям	№ 5904, 5266 [3, 202]
IV-1-8	ПМ	Междуречье Ветгиваям	№ 5592 [220]
IV-4-18	П	Рыхлый	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-22	П	Аметист	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-24	П	Река Цнаваям	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-26	П	Река Уннэйваям	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-23	ПМ	Рыжий	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-27	П	Надежда	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-4-28	П	Финиш	№ 4322, 5440 [192, 211]
IV-5-15	П	Река Мя-Уннэйваям	№ 4280 [58]
IV-6-4	П	Аномальный	№ 5527 [111]
V-3-13	ПМ	Река Гилянваям	№ 8395 [327]
V-4-1	П	Руч. Ивтыл-Уттываям	№ 8395 [327]
V-4-2	ПМ	Катальянайваям	№ 8395 [327]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
V-4-3	ПМ	Река Уттываям	№ 8395 [327]
V-4-4	П	Ближнее	№ 8395 [327]
V-4-10	ПМ	Река Тклаваям	№ 8395 [327]
V-4-7	П	уч. Кварцевый	№ 8395 [327]
V-4-8	П	уч. Кварцевый	№ 8395 [327]
V-4-9	П	уч. Кварцевый	№ 8395 [327]
V-4-14	П	Река Мигитунупваям	№ 8395 [327]
V-4-11	П	Иволга	№ 8395 [327]
V-4-12	П	Иволга	№ 8395 [327]
V-4-13	ПМ	Река Кубукваям	№ 8395 [327]
V-4-15	П	Правобережье р. Кубукваям	№ 8395 [327]
V-4-22	ПМ	Река Уннэйваям	№ 8395 [327]
V-4-28	ПМ	Река Мэговаям	№ 8395 [327]
V-4-23	П	Руч. Проточный	№ 8395 [327]
V-6-11	ПМ	Река Тылговаям	№ 4936 [8]
V-6-19	ПМ	Река Пылговаям	№ 4936 [8]
VI-3-28	ПМ	Река Сеэрваям	№ 8378 [102]
VI-3-31	ПМ	Река Альховаям	№ 8378 [102]
III-1-11	ВГХО	Река Идикигичен	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-1-34	ВГХО	Река Вьетчан	№ 5027, 5304 [121, 219]
III-4-1	ВГХО	Бассейн р. Лиланто	№ 5528, 4900 [137, 201]
III-4-2	ВГХО	Сред. теч. р. Хайвиваям	№ 5528, 4900 [137, 201]
VI-5-27	ВГХО	Уч. Тинтикун	№ 6136 [81]
П л а т и н а			
I-5-4	ПМ	Троктолит	№ 5122 [38]
I-5-15	ПМ	Подкова	№ 5122 [38]
IV-2-6	П	Уч. Горных Кузнецов	5592 [220]
IV-2-7	П	Уч. Горных Кузнецов	5592 [220]
IV-3-11	РМ	Река Тихая	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-16	РМ	Река Весёлая	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-25	П	Гора Плоская	№ 4781 [309]
IV-5-3	П	Муйн-Тунуп	№ 4280 [58]
IV-5-4	ПМ	Муйн-Тунуп	№ 4280 [58]
IV-5-2	П	Мя-Кытэгатываям	№ 4280 [58]
V-5-9	П	Руч. Двойной	№ 6478 [82]
V-4-24	РМ	Река Янтайлыгинваям	№ 8395 [327]
V-4-32	ПМ	Пологий	№ 6478 [82]
V-4-33	ПМ	Руч. Боковой	№ 6478 [82]
V-5-4	РМ	Гальмитапельваям	№ 6478 [82]
V-5-7	РМ	Руч. Ясный	№ 6478 [82]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
V-5-8	PM/O	Руч. Ветвистый	№ 6478 [82]
V-5-12	П	Гальмознанское	№ 6478 [82]
V-5-13	PC/O	Пенистый	№ 6478 [82]
V-5-14	П	Гальмознанское	№ 6478 [82]
V-5-15	PK/Э	Река Левтыринваям	№ 6478 [82]
V-5-17	PK/Э	Руч. Ледяной	№ 6478 [82]
V-5-18	П	Гальмознанское	№ 6478 [82]
V-5-19	П	Руч. Южный	№ 6478 [82]
V-5-20	PC/O	Руч. Сентябрь	№ 6478 [82]
V-5-22	PM/O	Руч. Южный	№ 6478 [82]
V-6-5	PM	Река Кайдуловаям	№ 4936 [8]
IV-3-21	ШО	Река Весёлая	№ 1326,4781 [139, 309]
Радиоактивные элементы			
III-1-1	П	Уч. Лира	№ 5027, 5304 [121, 219]
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Химическое сырье			
С е р а			
I-3-12	PM	Серный	№ 4122, 5853 [163, 252]
VI-3-6	MC	Малетойваямское (уч. Юбилейный)	№ 8378 [102]
VI-3-11	П	Река Лигинываям	№ 8378 [102]
VI-3-27	П	Река Игунаваям	№ 8378 [102]
VI-3-32	П	Река Сеэrvаям	№ 8378 [102]
VI-4-1	П	Виллиен	№ 8376 [103]
VI-4-2	MM	Ветроваямское	№ 8376 [103]
VI-4-9	П	Чеинг	№ 8376 [103]
VI-4-10	П	Ольховое	№ 8376 [103]
VI-4-11	П	Ыллянгваямское	№ 8376 [103]
VI-4-15	П	Верхневывенское	№ 8376 [103]
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т			
I-1-16	П	Река Ачаквеем	№ 4045 [310]
I-1-17	П	Река Ачаквеем	№ 4045 [310]
Горнотехническое сырье			
А с б е с т			
III-3-17	П	Илистое	№ 5209 [110]
III-3-18	П	Среднебухтинское	№ 5209 [110]
III-3-19	П	Руч. Жданный	№ 5209 [110]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
Ш-3-23	П	Гора Длинная	№ 5209 [110]
Ш-3-26	П	Озернинское	№ 5209 [110]
Ш-3-27	П	Гора Длинная	№ 5209 [110]
Ш-3-32	П	Ясенская группа	№ 5209 [110]
IV-2-8	П	Маметчинское	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-10	П	П-ов Маметчинский	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-2-15	П	Мыс Водопадный	№ 6001, 5592 [49, 220]
IV-3-2	П	Верхнемаметчинское	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-8	П	Кингивеемское-II, III	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-17	П	Река Весёлая	№ 1326, 4781 [139, 309]
IV-3-22	П	Рэваям (гора Плоская)	№ 1326, 4781 [139, 309]
Графит			
П-1-13	П	Комелон	№ 8568, 4844 [48, 233]
Драгоценные и поделочные камни			
Де м а н т о и д			
IV-4-5	П	Река Тегейвеем	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-3	Р/проявление	Река Тегейвеем	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-6	ШО	Река Таловка	№ 4322, 4781 [192, 309]
У в а р о в и т			
IV-4-7	ПМ	Река Гыйныкваям	№ 4322, 4781 [192, 309]
Н е ф р и т – т р е м о л и т и т			
Ш-4-17	П	Верховье р. Харитоня	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-24	П	Пенжинский хребет	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-27	П	Пенжинский хребет	№ 5528, 4900 [137, 201]
IV-4-13	П	Река Мя-Лекасын	№ 4322, 4781 [192, 309]
IV-4-14	П	Река Ганкуваям	№ 4322, 4781 [192, 309]
Я н т а р ь			
П-4-4	П	Река Увальная	№ 5802 [109]
IV-1-10	П	Устье р. Эпповеем	№ 6001, 5592 [49, 220]
Сердолик, агат, халцедон, горный хрусталь, окаменевшая древесина			
П-3-14	П	Пос. Шестаково (сердолик)	№ 8569, 4909 [101, 218]
П-3-15	П	Река Шестакова (сердолик)	№ 8569, 4909 [101, 218]
П-5-9	П	Правобережье р. Бурлыкч (агат)	№ 5905, 5789 [3, 268]
Ш-1-3	П	Верховья р. Куюл (горный хрусталь)	№ 5027, 5304 [121, 219]
Ш-4-12	П	Прав. прит. р. Куюлпил (халцедон)	№ 5528, 4900 [137, 201]
Ш-4-7	П	Правобережье р. Таловка (халцедон)	№ 5528, 4900 [137, 201]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
IV-5-1	П	Река Энычаявам (агат)	№ 4280 [58]
V-3-28	П	Юж. склон горы Двуглавая (яшма)	№ 8395 [327]
V-6-15	П	Гора Маллер (агат)	№ 4936 [8]
VI-2-14	П	Березовское (обсидиан)	№ 5908 [79]
VI-2-8	П	Гачынгпыльунаваям (окам. древесина)	№ 5908 [79]
Строительные материалы			
Магматические породы			
V-5-11	МС	Река Топольник	№ 6478 [82]
Карбонатные породы			
IV-4-1	ММ	Село Таловское	№ 4322, 4781 [192, 309]
Глинистые породы			
III-5-7	ММ	Село Каменское	№ 4900, 5266 [201, 202]
VI-5-16	ММ	Тиличкское	№ 6136 [81]
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
III-5-8	ММ	Пионерское	№ 4900, 5266 [201, 202]
V-5-24	ММ	Куюл	№ 6478 [82]
VI-4-26	МС	Авьяаямское (неутв.)	№ 8376 [103]
VI-5-19	МС	Тиличкское	№ 6136 [81]
VI-5-13	ММ	Эньльхин	№ 6136 [81]
VI-5-6	ММ	Авьяаям	№ 6136 [81]
Песок строительный			
III-5-11	ММ	Аэродром	№ 5307, 5266 [64, 202]
V-5-16	ММ	Уч. Опахля и Хевлю	№ 6478 [82]
Прочие ископаемые			
Глины отбеливающие (абсорбционные...)			
V-2-9	П	Бух. Чемурнаут	№ 5526 [26]
V-2-2	П	Мыс Нотатей	№ 5526 [26]
V-2-3	П	Река Галявтыляваям	№ 5526 [26]
Глины красочные			
VI-2-17	П	Река Валоваям	№ 5908 [79]
Битумы			
VI-1-2	П	Пенжинская губа	№ 1566 [135]
VI-1-5	П	Гора Укит	№ 1566 [135]
VI-1-6	П	Река Камчикуваям	№ 1566 [135]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Камч. филиал ТФГИ – номер источника по списку литературы
VI-1-13	П	Левобережье р. Ливланваям	№ 1566 [135]
VI-1-17	П	Левобережье р. Ливланваям	№ 1566 [135]
VI-1-20	П	Агилькичан	№ 1566 [135]
VI-1-27	П	Река Вилвиалваям	№ 1566 [135]
VI-1-30	П	Река Вилвиалваям	№ 1566 [135]
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ			
Минеральные лечебные			
Сероводородные			
VI-1-8	ИМ	Река Подкагерная	№ 1566 [135]
VI-1-12	ИМ	Река Подкагерная	№ 1566 [135]
VI-1-22	ИМ	Река Ратэгийваям	№ 1566 [135]
VI-1-23	ИМ	Река Подкагерная	№ 1566 [135]
VI-1-24	ИМ	Река Подкагерная	№ 1566 [135]
VI-1-28	ИМ	Река Вилвиалваям	№ 1566 [135]
VI-1-31	ИМ	Река Пустая	№ 1566 [135]
VI-3-10	ИМ	Река Лигимываям	№ 8378 [102]
VI-3-30	ИМ	Лев. прит. р. Игунаваям	№ 8378 [102]
VI-4-7	ИМ	Хр. Гевигилан	№ 8376 [103]
VI-4-17	ИМ	Правобережье р. Вывенка	№ 8376 [103]
VI-4-19	ИМ	Левобережье р. Авъяваям	№ 8376 [103]
VI-4-22	ИМ	Река Майни Вамтуваям	№ 8376 [103]
VI-4-28	ИМ	Река Лигинмываям	№ 8376 [103]
VI-4-32	ИМ	Река Лигинмываям	№ 8376 [103]
VI-5-4	ИМ	Гора Яхтынын	№ 6136 [81]
VI-5-5	ИМ	Река Кулгушная	№ 6136 [81]
VI-5-8	ИМ	Гора Продолговатая	№ 6136 [81]
VI-5-23	ИМ	Гавань Скобелева	№ 6136 [81]
VI-5-28	ИМ	Руч. Люлюваям	№ 6136 [81]
VI-5-29	ИМ	Руч. Тнахывнытваям	№ 6136 [81]
VI-5-32	ИМ	Гора Чигийхын	№ 6136 [81]
VI-5-34	ИМ	Гора Чигийхын	№ 6136 [81]
Термальные (теплоэнергетические) t – 20–70 °С			
VI-5-26	ИМ	Лагуна Тикуна	№ 6136 [81]

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь, тыс. км ²	Полезные ископаемые	Единица измерения	Запасы		Сумма запасов	Прогнозные ресурсы				Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность, т/км ²	
					B + C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃	D ₂				
10 Пенжинская СПНГО															
1	Суша	10,12	Н	млн т	–	–	–	–	–	–	25,4/7,6	25,4/7,6	25,4/7,6	–	
			Гр	млрд м ³	–	–	–	–	–	–	4,5/1,4	4,5/1,4	4,5/1,4	–	
			Гс	млрд м ³	–	–	–	–	–	–	43,0	43,0	43,0	–	
			К	млн т	–	–	–	–	–	–	1,8/1,2	1,8/1,2	1,8/1,2	–	
Акватория			Н. э.	млн т	–	–	–	–	–	–	34,2	34,2	34,2	–	
11 Олюторская ПНГО															
2	Суша	11,9	Н	млн т	–	–	–	–	–	–	38,5/11,6	38,5/11,6	38,5/11,6	–	
			Гр	млрд м ³	–	–	–	–	–	–	6,8/2,9	6,8/2,9	6,8/2,9	–	
			Гс	млрд м ³	–	–	–	–	–	–	43,4	43,4	43,4	–	
			Акватория			Н. э.	млн т	–	–	–	–	–	–	38	38
8 Западно-Камчатский УБ															
3	8.1 Пенжинский УР	6,4	УК	млн т	7,13	0,12	7,25	25,3	–	534,6	–	559,9	567,15	–	
4	8.2 Пусторецко-Паланский УР	9,0	УК	млн т	–	–	–	19,2	19,2	701,8	–	740,2	740,2	–	
9 Ильпинско-Пахачинский УБ															
5	9.1 Корфский УР	4,4	УБ	млн т	10,9	–	–	–	29,7	285	–	314,7	325,6	–	
2 Тылхойско-Мургалская МЗ															
6	2.1 Холоховчан-Окланский Р-Рс Р в том числе: 2.1.1 Тылхойский ПРУ	5,4	Au	т	–	–	–	30	10	161	–	201	201	–	
			Ag	т	–	–	–	400	1800	2100	–	4300	4300	–	
			Au _p	т	0,346	–	0,346	0,06	–	3,66	–	3,72	4,066	–	
		0,76	Au	т	–	–	–	–	–	10	115	–	125	125	–
			Ag	т	–	–	–	–	–	1800	1520	–	3320	3320	–

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь, тыс. км ²	Полезные ископаемые	Единица измерения	Запасы		Сумма запасов	Прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность, т/км ²
					B + C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃	D ₂			
7	2.0.1 Кегалинский ПРУ	0,5	Au	т	–	–	–	7,9	4,8	15,6	–	28,3	28,3	–
			Ag	т	–	–	–	116	44	551	–	711	711	–
8	2.0.2 Гиллэнгинский ПРСУ	1,1	Au _p	т	–	–	–	–	–	0,802	–	0,802	0,802	–
3 Тайгоносско-Осиновская МЗ														
9	3.1 Хиузно-Ушканьинский Р-Рс Р	2,6	Au _p	т	0,774	–	0,774	0,018	–	1,601	–	1,619	2,393	–
			Ag	т	–	–	–	–	700	–	–	700	700	–
10	3.0.1 Чалбукчанский ПРСУ	1,5	Au _p	т	–	–	–	–	–	1,125	–	1,125	1,125	–
11	3.0.2 Ниньчекский ПРУ	0,66	Au	т	–	–	–	–	–	66	–	66	66	–
12	3.0.3 Микинский ПРСУ	1,08	Au _p	т	–	–	–	–	–	0,922	–	0,922	0,922	–
13	3.0.4 Елистратовский Р-РсУ	1,18	Au _p	т	–	–	–	0,6	–	–	–	0,6	0,6	–
			Pt _p	т	–	–	–	–	–	0,04	–	0,04	0,04	–
4 Пенжинская МЗ														
14	4.1 Понтонейская РснЗ													
15	4.1.1 Понтонейский РСУ	1,2	Au _p	т	1,306	0,074	1,38	1,089	–	0,948	–	2,037	3,417	–
16	4.1.2 Кичаваямский РСУ	0,4	Au _p	т	0,184	–	–	0,056	–	1,135	–	1,191	1,375	–
17	4.1.3 Сопочный ПРСУ	0,19	Au _p	–	–	–	–	–	–	1,61	–	1,61	1,61	–
18	4.0.1 Валижгенский Р-РсУ	1,03	Au _p	–	0,034	0,036	0,07	0,4	–	–	–	0,4	0,47	–
			Pt _p	–	–	–	–	–	–	0,04	–	0,04	0,04	–
19	4.0.2 Куюльская ПР-РсЗ	1,4	Pt _p	–	–	–	–	–	0,039	0,12	–	0,159	0,159	–
5 Центрально-Корякская МЗ														
20	5.1 Энычай-Укэляятская РнсЗ										–			
21	5.1.1 Ляпганайский РУ	1,0	Hg	тыс. т	–	0,385	0,385	–	–	–	–	–	0,385	–
22	5.2.1 Уннэйский ПРУ	0,78	Au	т	–	–	–	–	–	20	–	20	20	–
			Ag	т	–	–	–	–	–	1200	–	1200	1200	–

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь, тыс. км ²	Полезные ископаемые	Единица измерения	Запасы		Сумма запасов	Прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность, т/км ²
					B + C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃	D ₂			
23	5.2.2 Ичигинский Р-РсУ	0,54	Au	т	26,387	34,247	60,634	51	15	–	–	66	126,634	0,235
			Ag	т	60,7	137,4	198,1	203	2160	–	–	2363	2561,1	4,74
			Au _p	т	–	0,043	0,043	–	–	0,24	–	0,24	0,283	–
24	5.2.3 Айнаветкинский ПРУ	0,55	Sn	т	–	–	–	97,8	70	–	–	167,8	167,8	–
			Ag	т	–	–	–	950	150	–	–	1100	1100	–
25	5.2.4 Куюлваямский ПР-РсУ	0,54	Au	т	–	–	–	–	–	40	–	40	40	–
			Ag	т	–	–	–	–	–	120	–	120	120	–
			Au _p	т	–	–	–	–	–	0,24	–	0,24	0,24	–
26	5.0.1 Ильвапинанский Р-РсУ	0,86	Ag	т	–	–	–	–	–	2600	–	2600	2600	–
			Au	т	–	–	–	–	–	20	–	20	20	–
			Au _p	т	–	–	–	–	–	0,8	–	0,8	0,8	–
6 Олюторская МЗ														
27	6.1 Ватынско-Вывенская Р-РснЗ													
28	6.1.1 Сейнав-Гальмоэнанский Р-РсУ	0,99	Pt _p	т	0,087	1,897	1,984	–	–	–	–	–	1,984	–
29	0.1 Пусторецкий ПРсР	3,8	Au _p	т	–	–	–	–	–	6,5	–	6,5	6,5	–
			Pt _p	т						1,0	–	1,0	1,0	–
30	7.1.1 Ветроваямский РУ	0,9	Au	т	–	–	–	–	–	45	–	45	45	–
31	7.1.2 Малетойваямский РУ	0,25	Au	т	–	–	–	–	58	–	–	58	58	–
			S	млн т	16,2	–	16,2	–	–	–	–	–	16,2	–
32	7.1.3 Сээрваямский ПРУ	0,26	Au	т	–	–	–	–	–	40	–	40	40	–
33	0.0.1 Луловаямский ПРсУ	0,67	Au _p	т	–	–	–	–	–	0,085	–	0,085	0,085	–

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа Р-58

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие ископаемые					
Нефть и газ	Нефть	млн т	ПНГО – 2	D ₂	63,9/19,2
	Газ растворимый	млрд м ³	ПНГО – 2	D ₂	11,3/4,3
	Газ свободный	млрд м ³	ПНГО – 2	D ₂	86,4
	Конденсат	млн т	ПНГО – 1	D ₂	1,8/1,2
	Н. э.	млн т	ПНГО – 2	D ₂	72,2
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный	млн т	УР – 2	P ₁	44,5
				P ₂	19,2
				P ₃	1236,4
	Уголь бурый	млн т	УР – 1	P ₂	29,7
				P ₃	285
Металлические ископаемые					
Цветные металлы	Олово	тыс. т	РУ – 1	P ₁	97,8
				P ₂	70
Благородные металлы	Золото рудное	т	Р-РсР – 1, РУ – 6, Р-РсУ – 3	P ₁	88,9
				P ₂	87,8
				P ₃	407,6
	Золото россыпное	т	Р-РсР – 2, Р-РсУ – 5, РсР – 1, РсУ – 7	P ₁	2,223
				P ₃	19,668
	Серебро	т	Р-РсР – 2, РУ – 3, Р-РсУ – 3	P ₁	1669
				P ₂	4854
				P ₃	6571
Платина россыпная	т	Р-РсУ – 2, Р-РсЗ – 1, РсР – 1	P ₂	0,039	
			P ₃	1,2	

Примечание. 1. Ресурсы впервые прогнозируемых двух рудных узлов (Ниньчекского и Ветроваймского) в подсчет не вошли, так как они не апробированы. 2. ПНГО – перспективная нефтегазоносная область, РР – рудный район, Р-РсР – руднороссыпной район, Р-РсЗ – руднороссыпная зона, РсУ – руднороссыпной узел, РУ – рудный узел.

Таблица впервые выявленных в ходе составления листа Госгеолкарты Р-58 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта		Оценка ресурсов категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
			на начало работ	по результатам работ		
1	Ниньчекский ПРУ	Au	Нет	66 т	+66 т	Поисковые работы
2	Ветроваяемский РУ	Au	Нет	45 т	+ 45 т	Поисково-оценочные работы

СПИСОК

пунктов по листу Р-58, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста четвертичных образований
(жирным шрифтом отмечены значения возраста, вынесенные на полотно карты четвертичных образований)

Номер на карте	Номер клетки	Индекс	Материал образца	Единица измерения	Местонахождение точки отбора образца	Возраст	Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
1	III-1	III ₃	Древесина	тыс. лет	Лев. борт р. Колымак	33,4 ± 1	24	[121]
2	III-2	III ₃	Торф	тыс. лет	Устье р. Ольховка	42,5 ± 1,0	14	[121]
	III-2	III ₃	Торф	тыс. лет	Устье р. Ольховка	38,5 ± 1,0	15	[121]
3	III-2	III ₃	Древесина	тыс. лет	Устье р. Ольховка	49,7 ± 1,5	16	[121]
	III-2	III ₃	Торф	тыс. лет	Устье р. Ольховка	48,0 ± 1,0	17	[121]
	III-2	III ₃	Торф	тыс. лет	Устье р. Ольховка	46,8 ± 1,0	18	[121]
	III-2	III ₃	Древесина	тыс. лет	Устье р. Ольховка	44,9 ± 1,0	19	[121]
	III-2	III ₃	Древесина	тыс. лет	Устье р. Ольховка	более 44,5	20	[121]
	III-2	III ₃	Древесина	тыс. лет	Устье р. Ольховка	42,2 ± 1,5	21	[121]
	III-2	III ₃	Древесина	тыс. лет	Устье р. Ольховка	более 44,5	20	[121]
4	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Река Куюл	8,7 ± 0,07	22	[121]
	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Река Куюл	7,4 ± 0,04	23	[121]
5	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Река Карночивеем	7,4 ± 0,04	25	[121]
6	III-2	III ₁	Торф	тыс. лет	Мыс Обрывистый	> 50,0	26	[121]
	III-2	III ₁	Торф	тыс. лет	Мыс Обрывистый	50,4 ± 1,8	27	[121]
	III-2	Н	Древесина	тыс. лет	Мыс Обрывистый	8,9 ± 0,05	28	[121]
	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Мыс Обрывистый	8,2 ± 0,08	29	[121]
	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Мыс Обрывистый	8,1 ± 0,06	30	[121]
	III-2	Н	Торф	тыс. лет	Мыс Обрывистый	5,4 ± 0,04	31	[121]

**СПИСОК
скважин, показанных на карте четвертичных образований**

Номер на карте	Номер клетки	Характеристика объекта	Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
1	I-6	Характерный разрез четвертичных образований	1	Лобунец, Кузнецова, 1977
2	II-5	Характерный разрез четвертичных образований	5	Аксенов, Фирсова, 1998
3	II-5	Характерный разрез четвертичных образований	4	Аксенов, Фирсова, 1998
4	II-5	Характерный разрез четвертичных образований	2	Аксенов, Фирсова, 1998
5	III-6	Характерный разрез четвертичных образований	6	Аксенов, Фирсова, 1998
6	III-6	Характерный разрез четвертичных образований	7	Аксенов, Фирсова, 1998
7	III-6	Характерный разрез четвертичных образований	8	Аксенов, Фирсова, 1998
8	III-6	Характерный разрез четвертичных образований	9	Аксенов, Фирсова, 1998
9	IV-4	Характерный разрез четвертичных образований	1	Валединская, Алексеев, 1988
10	IV-4	Характерный разрез четвертичных образований	2	Валединская, Алексеев, 1988
11	IV-4	Характерный разрез четвертичных образований	3	Валединская, Алексеев, 1988
12	IV-4	Характерный разрез четвертичных образований	1a	Валединская, Алексеев, 1988
13	V-5	Характерный разрез четвертичных образований	1	Кравченко и др., 2002
14	V-5	Характерный разрез четвертичных образований	2	Кравченко и др., 2002
15	VI-3	Характерный разрез четвертичных образований	522	Мелкомуков и др., 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Б. И. Сляднев, Ю. В. Рыбак-Франко</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>Б. И. Сляднев, Т. Б. Русакова, А. Е. Кротова-Путинцева, Ю. В. Рыбак-Франко</i>	11
МАГМАТИЗМ. <i>Б. И. Сляднев, Т. Б. Русакова, Е. Г. Сидоров</i>	97
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>И. Л. Жуланова, В. И. Сидоренко, З. Г. Бадрединов</i>	115
ТЕКТОНИКА. <i>Б. И. Сляднев, Ю. В. Рыбак-Франко, М. Д. Сидоров, А. В. Ландер</i>	129
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Е. И. Лазарева</i>	170
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Б. И. Сляднев, Ю. В. Рыбак-Франко</i>	188
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>Л. П. Сапожникова</i>	197
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>В. И. Сидоренко, О. И. Супруненко</i> ..	261
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>С. Н. Суриков</i>	308
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>С. Н. Суриков, Ю. В. Рыбак-Франко</i>	319
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Б. И. Сляднев, В. И. Сидоренко, Л. П. Сапожникова</i>	328
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	334
<i>Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и россыпей, первичных и вторичных геохимических ореолов, показанных на листе Р-58 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000</i>	353
<i>Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i>	376
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа Р-58</i>	379
<i>Приложение 4. Таблица впервые выявленных в ходе составления листа Госгеолкарты Р-58 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	380

<i>Приложение 5.</i> Список пунктов по листу Р-58, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста четвертичных образований	381
<i>Приложение 6.</i> Список скважин, показанных на карте четвертичных образований	382

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Корякско-Курильская
Лист Р-58 – Пенжинская губа
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 31.03.2016. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 24. Уч.-изд. л. 33,5.
Тираж 150 экз. Заказ 81114032

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153