

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Чукотская*

**Лист R-1, 2 – остров Врангеля**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И  
МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА ИМ. И. С. ГРАМБЕРГА»  
(ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Чукотская*

Лист R-1, 2 – остров Врангеля

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК [550.8:528](084.3М 1000)(268.56+571.651-17)

**Бондаренко С. А., Виноградов В. А., Горячев Ю. В., Гусев Е. А. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист R-1, 2 – остров Врангеля. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 144 с. + 12 вкл.

В объяснительной записке на основе новых геолого-геофизических, а также известных геологических, батиметрических, сейсмических и сейсмоакустических данных и комплексной переинтерпретации всей геофизической информации обобщены и проанализированы материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, литологии, современным донным осадкам, геоэкологии, полезным ископаемым, истории геологического развития южной части Чукотского моря, восточной части о-ва Врангеля и небольшой части Чукотского полуострова.

Геологическая карта южной части шельфа Чукотского моря издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

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

Табл. 9, ил. 23, список лит. 110 назв., прил. 1.

#### Авторы

*Бондаренко С. А., Виноградов В. А., Горячев Ю. В., Гусев Е. А.,  
Зайончек А. В., Кийко О. А., Лопатин Б. Г., Опекунов А. Ю.,  
Ромашенко О. Г., Супруненко О. И., Сухов К. С., Усов А. Н., Черных А. А.*

Главный научный редактор *Виноградов В. А.*

Ответственный редактор *Гусев Е. А.*

Рекомендована к печати НРС Роснедра  
13 ноября 2008 г.

© Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2014

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И. С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология»), 2008

© Коллектив авторов и редакторов, 2008

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа R-1, 2 – остров Врангеля ограничена координатами  $68^{\circ}$ – $72^{\circ}$  с. ш. и  $169^{\circ}$ – $180^{\circ}$  з. д. и составляет 187 400 км<sup>2</sup>. По  $169^{\circ}$  з. д. проходит линия разграничения морских пространств в Чукотском море, согласованная между Российской Федерацией и США. Юго-западным углом район исследований примыкает к северному берегу Чукотского полуострова и захватывает незначительную часть последнего площадью около 8 тыс. км<sup>2</sup>. Другими участками суши в пределах листов являются большая часть о-ва Врангеля площадью около 5400 км<sup>2</sup> и о-в Геральд площадью около 20 км<sup>2</sup>. По административному делению акватория Чукотского моря относится к Российской Федерации, а материковая суша и острова – к Чукотскому автономному округу.

Континентальная часть площади находится в основном в пределах Чукотского нагорья, представленного горными грядами северо-западного простирания с абс. выс. до 1000–1400 м. В продольном и поперечном направлениях они расчленены долинами рек и их притоков на отдельные массивы. Морское побережье окаймляется полосой низменной тундры шириной от 2 до 25 км, представляющей собой аккумулятивную равнину с абсолютными высотами поверхности от первых метров до 50–85 м. Морской берег в основном лагунного типа. На небольшом участке у мыса Шмидта наблюдается берег абразионного типа. Здесь гравийно-галечные косы и пляжи прерываются скальными клифами высотой от 15–35 до 90 м.

Остров Врангеля в южной части имеет горный рельеф с абсолютными высотами до 1096 м. Северная его часть представляет собой полого-наклонную к северу низменность шириной 20–25 км и высотой поверхности до 40 м. Северный и южный берега острова лагунного типа, протяженность баров, отделяющих лагуны от моря – до 20–30 км, наиболее крупные лагуны расположены на северном побережье. Абразионные берега характерны для восточного побережья острова, где они имеют высоту обрывов до 250 м. В 60 км к востоку от о-ва Врангеля находится о-в Геральд длиной 11 км и шириной до 3,5 км, представляющий собой скалистый утес высотой до 380 м.

Глубины моря вблизи материка и островов составляют 10–25 м. Глубина моря (в центральной части возвышенности Геральд у восточной границы рассматриваемой площади 20–25 м). К северу от о-ва Врангеля и возвышенности Геральд, а также между этими поднятиями и материком глубины моря плавно возрастают до 50–55 м. В желобе Геральд, что в 30 км восточнее о-ва Геральд, глубина моря возрастает до 90–100 м.



Климат района морской арктический с суровой малоснежной зимой продолжительностью 8–9 месяцев. Среднемесячная температура в феврале составляет 21–27° (минимум 50°) ниже нуля. Лето короткое (июль–август), прохладное, с туманами и морозящими дождями. Среднемесячная температура июля плюс 2,5–5,5 °С. Более 70 суток (с середины ноября) длится полярная ночь, а с середины мая наступает полярный день (86 суток). Вскрытие рек и сход снежного покрова – в конце мая–первой декаде июня.

Реки района несудоходны, верховья их обычно соединены сквозными долинами, что делает район доступным для передвижения гусеничного транспорта почти повсеместно.

Растительность на водоразделах представлена главным образом мхами и лишайниками, кустарниковой березкой. В долинах рек горной части района встречаются участки кустарниковой ивы, реже ольхи. На приморской равнине и ее низкогорном обрамлении развиты кочкарные осоково-пушицевые тундры, перемежающиеся с участками болотной растительности.

Акватория моря с конца октября до последней декады июня покрыта дрейфующими льдами. Припай на море образуется в первой декаде декабря и достигает максимального развития к апрелю, когда ширина его составляет 3–5 км при толщине льда 150–250 см. Взламывание припая происходит в начале июня. Летом теплое северо-западное течение из Берингова пролива разделяет ледяной покров на два массива: Врангелевский и Чукотский. При этом восточная половина района полностью освобождается ото льда, а в западной остаются плавучие льды. Зимой преобладают северные ветры, часто с пургой, а летом южные. Средняя скорость ветра 6,2 м/с и максимальная до 30 м/с. Безветренные дни крайне редки. Приливы в Чукотском море правильные, полусуточные, величина их до 0,9 м. При штормовых ветрах на свободной ото льда воде развиваются волны высотой до 6,5 м.

Экономически наиболее освоены прибрежные районы, где расположены арктический морской порт, аэропорт и пос. Мыс Шмидта, являющийся районным центром.

Местное население – чукчи. Занимаются оленеводством, в меньшей мере морским зверобойным и пушным промыслом.

В структурном плане подавляющая часть площади листов R-1 и R-2 являются областью почти сплошного развития мощного и разновозрастного осадочного чехла, структурированного в систему шельфовых прогибов и разделяющих их поднятий. На крайнем юго-западе района в пределах материковой суши и на о-ве Врангеля выступает складчатое основание, представляющее фрагменты Новосибирско-Чукотской складчатой системы.

Площадь континентальной части района покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000, за исключением нижнего течения р. Амгуэма (3000 км<sup>2</sup>), где проведена съемка масштаба 1:1 000 000. Крупномасштабными геологическими съемками масштаба 1:25 000–1:50 000 отснято около 30% площади суши. Наиболее крупные рудопоявления и месторождения изучены детально.

Первые геологические исследования на материковой суше проведены в 1933–1936 гг. сотрудниками Всесоюзного Арктического института В. И. Серпуховым и В. Г. Дитмаром в масштабе, близком к 1:1 000 000.

Итогом работ явились общие сведения о геологии и полезных ископаемых района.

Последующие геологические работы проводились подразделениями геологоразведочного управления треста «Дальстрой» (позднее Северо-Восточное геологическое управление Министерства геологии СССР). В 1939–1953 гг. интенсивно велись детальные геологосъемочно-поисковые работы и продолжались мелкомасштабные геологические исследования. В 1950-е годы началась геологическая съемка масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000. В этот период были выделены палеонтологически обоснованные отложения верхней перми; нижнего и верхнего триаса.

С 1959 по 1965 год выполнялась среднемасштабная геологическая съемка с применением аэрофотоматериалов. Впервые обоснован возраст нижнекаменноугольных отложений, ранее выделенные стратиграфические подразделения в большинстве случаев подтверждены сборами фауны и флоры. Получены новые данные о полезных ископаемых.

С начала 1960-х годов проводились геологосъемочные и поисково-геоморфологические работы масштаба 1 : 50 000. Они не принесли принципиально новых данных по геологическому строению территории, но существенно расширили перспективы россыпной рудоносности района и привели к открытию ряда коренных месторождений полезных ископаемых.

В 1962 г. составлена Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист R-60, 1 – мыс Шмидта (М. Е. Городинский), в которой обобщены все имевшиеся к тому времени материалы по геологическому строению и полезным ископаемым рассматриваемой территории. В период с 1977 по 1981 г. изданы геологические карты континентальной суши масштаба 1 : 200 000. В результате проведенных позднее геологических, геофизических, поисковых и разведочных работ знания о геологии и полезных ископаемых этого района значительно расширились.

В 1990-х годах произошло резкое сокращение геолого-поисковых работ в рассматриваемом районе. Разрабатываемые ранее месторождения золота, олова и вольфрама были законсервированы. Вся информация по геологическому строению и полезным ископаемым данной территории к настоящему времени обобщена в ГИС-Атласе по Чукотскому автономному округу. Эта работа начата во ВСЕГЕИ в 2003 г. и использована при создании комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (лист R-1).

Планомерные геологические исследования о-ва Врангеля начались со второй половины 1930-х годов и связаны с именами Л. В. Громова и М. Т. Кирюшиной. В 1935–1937 гг. Л. В. Громовым была проведена первая геологическая съемка центральной части острова масштаба 1 : 200 000, а в 1939–1940 гг. им же, совместно с М. Т. Кирюшиной выполнялись геолого-поисковые работы. Полученные материалы по стратиграфии, структуре и полезным ископаемым во многом предопределили современные представления о геологическом строении о-ва Врангеля и его ресурсном потенциале.

В начале 1950-х годов на острове началась кондиционная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 и поисково-оценочные работы на горный

хрусталь, которые в короткое время были прекращены. Тем не менее в аллювии некоторых рек было установлено шлиховое золото, а оценка хрустальности оказалась отрицательной. Поисково-разведочные работы на россыпное золото масштаба 1 : 25 000 проводились в 1960 г., в результате чего в некоторых речных долинах в центре острова установлены шлиховые ореолы с устойчивыми знаковыми, а иногда и невысокими весовыми содержаниями золота.

В последующие годы прошлого века на острове периодически выполнялись тематические редакционно-увязочные и специализированные работы, в результате которых получен большой материал по стратиграфии слагающих остров геологических образований и другим аспектам геологического строения (М. Е. Городинский, 1964; С. М. Тильман, 1964; Г. И. Каменева, 1974, 1977; К. С. Агеев, 1979; М. К. Косько, 1986; В. Г. Ганелин, 1989 и др.).

Все накопленные материалы по геологическому строению и полезным ископаемым о-ва Врангеля и материковой суши были суммированы в Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, лист R(60) – 2 – о-в Врангеля (К. С. Сухов), подготовленной к изданию в 1989 г. и изданной в 1999 г. [19].

Позднее, в 2003 г., была опубликована монография по о-ву Врангеля, посвященная геологическому строению, минерации и геоэкологии и сопровождаемая геологической картой и картой полезных ископаемых о-ва Врангеля масштаба 1 : 1 000 000 под редакцией М. К. Косько и В. И. Ушакова, которая была принята за основу при подготовке настоящего комплекта Гостеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 [47].

Площадь шельфа в пределах листов R-1 и R-2, составляющая около 93 % общей площади, исследована менее подробно по сравнению с сушей. Здесь проводились четыре вида работ: донное опробование, геолого-геофизические исследования в прибрежной зоне с целью оценки ее перспектив на россыпи золота и олова, сейсмопрофилирование и гравимагнитные съемки.

Первое донное опробование рекогносцировочного характера было выполнено в середине XX в. (Ю. П. Семенов, 1961).

Позднее, в 1970–1980-х годах этот вид работ масштаба 1 : 500 000–1 : 1 000 000 проводился на отдельных полигонах на судах ГП ММФ попутно с промером глубин моря (А. Н. Тараховский и др., 1976; О. Н. Кулешова и др., 1977; О. В. Кириллов и др., 1979, 1981, 1985).

Комплексные геолого-геофизические работы в прибрежной зоне с целью оценки перспектив на россыпи золота и олова выполнялись АКГЭ НПО «Севморгео» (В. Ф. Марков и др., 1973–1975 гг.). Сейсмопрофилирование МОВ ЦЛ и МОВ ОГТ велось рядом отечественных организаций и в очень незначительной части Геологической службой США (Grantz et al., 1970, 1975, 1990). Отечественные организации представлены Полярной экспедицией НПО «Севморгео» (А. Л. Коган и др., 1977); Союзморгео (Ю. М. Воробьев и др., 1983); ПГО «Дальморгеология» (Г. В. Стерлигова и др., 1988; В. В. Оточкин и др., 1989) и Дальморнефтегеофизика, 1990. Кроме перечисленных сейсмических работ, на рассматриваемой площади был пройден сейсмоакустический профиль в комплексе с донным опробованием (ИО АН СССР, Ю. А. Павлидис и др., 1981).

Трестом «Дальморнефтегеофизика» внесен наиболее весомый вклад в сейсмическую изученность площади шельфа, большая часть которой была покрыта регулярной сетью профилей МОВ ОГТ: 40×50 км. При этом полученные материалы оказались по качеству намного выше предыдущих сейсмических материалов.

Большое значение имеет их сочетание с сейсмическими профилями Геологической Службы США, как на площади листа R-2 [70], так и в непосредственной близости к востоку от него [81]. На шельфе США после выполнения сейсмических работ пробурено несколько глубоких скважин, ближайшие из которых расположились в 113 км (Porcup) и в 125 км (Cracker Jack) от северо-восточного угла площади листа R-2. Они находятся в 50 км одна от другой в меридиональном направлении. Данное обстоятельство обеспечивает надежность геологической интерпретации сейсмических профилей.

Площадь листов R-1 и R-2 покрыта аэромагнитной и гравиметрической съемками различного масштаба. На материковой суше аэромагнитная съемка выполнена в масштабе 1:200 000 и 1:50 000. На шельфе и о-ве Врангеля масштаб аэромагнитной съемки составил 1:2 000 000 (В. Н. Шимараев, 1969) и только в прибрежной зоне Чукотки шириной 75 км между 180° и 174° з. д. ее масштаб – 1:1 000 000 (Л. И. Задорожко, 1962). Гравиметрическая съемка на материке выполнена в масштабе 1:200 000, а на шельфе и о-ве Врангеля в масштабе 1:2 000 000 (Г. И. Гапоненко, 1966), а позднее – в масштабе 1:1 000 000. Съемка шельфа и о-ва Врангеля масштаба 1:1 000 000 производилась в период 1977–1988 гг. 282-й экспедицией ГУГК. Ее результаты изложены в отчетах С. В. Антоновой, В. Ф. Бамбуровой, С. С. Власова, Т. С. Козловой и Т. С. Якимовой. Материалы всех гравиметрических съемок интегрированы в Государственной гравиметрической карте масштаба 1:1 000 000 листа R-1, 2, подготовленной к изданию в 1993 г. в ПМГРЭ (Г. В. Курицын). Эта карта и была использована при подготовке комплекта карт листов R-1 и R-2.

В 2006 г. во время подготовки комплекта карт по листам R-1 и R-2 на шельфе нами было выполнено сейсмоакустическое профилирование в комплексе с донным опробованием и бурением трех скважин по рыхлым отложениям глубиной 3,5; 5,5 и 12 м. Полученные материалы полностью использованы при составлении соответствующих карт и подготовки объяснительной записки.

Наряду с производственными работами рассматриваемый район многократно включался в сферу разноплановых научных исследований. Проблемы тектоники освещались в работах И. П. Атласова [63] и Я. И. Полькина [43], В. А. Виноградова и И. М. Русакова [8], М. К. Косько [33], Ю. Е. Погребницкого [100], Д. В. Лазуркина [96], Д. С. Яшина и Б. И. Кима [110] и др. Стратиграфия кайнозойских отложений и геоморфология в связи с россыпеобразованием рассматривались А. П. Пуминовым [52], В. В. Авдюничевым [47], А. Р. Садыковым [101] и др. Закономерности размещения рудных и россыпных месторождений изложены в работах И. П. Васецкого (1967), З. Т. Караевой (1970), С. Ф. Лугова (1965), О. Г. Кузиной (1977), А. М. Ивановой (2004)

и др. Различные вопросы геологического строения освещены в работах С. М. Тильмана, А. Д. Бялобжеского и др. [64], А. П. Милова [44], В. Н. Воеводина и К. С. Сухова [10], Г. И. Каменевой [31], В. Д. Козлова и др. [32], Ю. К. Элиасса [108]. Оценка перспектив нефтегазоносности дается в работах Д. В. Лазуркина, А. В. Павлова, О. И. Супруненко [98].

Разработка цифровых моделей всех прилагаемых карт и схем выполнена в отделе геологического картирования ВНИИОкеангеология под руководством Е. А. Гусева.

---

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

Характеристика стратиграфии развитых в пределах района образования суши базируется на материалах многолетних геологических исследований, а области шельфа – на данных сеймостратиграфии, бурения по осадочному чехлу и интерполяции с материковой суши и о-ва Врангеля применительно к складчатому фундаменту на шельфе. На материковой и островной суше выделены следующие стратиграфические подразделения: верхний протерозой–нижний кембрий, верхний силур–нижний девон, средний–верхний девон, средний девон–нижний карбон, нижний карбон, нижний–средний карбон, верхний карбон–пермь, верхняя пермь, нижний–средний триас, верхний триас, палеоген–миоцен. На шельфе, геологических разрезах, раскрывающих строение шельфа, и схеме корреляции картографируемых подразделений показаны верхний протерозой–средний палеозой(?), средний–верхний палеозой, средний палеозой–триас, средний палеозой–нижний мел, сеймоподкомплекс верхнего палеозоя–нижнего мела, барремский–альбский сейсмокомплекс нижнего мела, верхнемеловой сейсмокомплекс, палеоген–миоценовый и плиоцен–четвертичный сеймоподкомплексы. Учитывая, что подавляющую часть площади листа R-1, 2 (93%) составляет шельф с широко развитым на нем осадочным чехлом, представляется необходимым изложить вначале обоснование стратификации развитых на шельфе отложений.

### **Сеймостратиграфическая основа расчленения осадочного чехла шельфа**

Рассматриваемый лист R-1, 2 является крайним восточным листом ряда R на Арктическом шельфе России, граничащим с Чукотским шельфом США. Он входит в Чукотскую серию листов РФ-1000, в легенде которой сеймостратиграфическое расчленение осадочного чехла Чукотского шельфа основывается на старых материалах, полученных 20 лет назад. Последующие отечественные и американские сейсмические материалы, а также данные глубокого бурения на американской части Чукотского моря вблизи восточной границы листа R-1, 2 привели к принципиально иному сеймостратиграфическому расчленению осадочного чехла в Чукотском море. Новая схема сеймостратиграфии осадочного чехла шельфа Чукотского моря использована при составлении севернее расположенного листа S-1, 2 – Чукотское море, изданного в 2005 г. [20]. В объяснительной



записке к листу S-1, 2 приведено полное обоснование сеймостратиграфического расчленения осадочного чехла Чукотского шельфа с привлечением данных американских исследователей по соседней с востока акватории Чукотского моря. При этом были использованы как сейсмические материалы на американской части шельфа, так и данные глубоких буровых скважин. Выяснилось, что при интерпретации сейсмических профилей, выполненных до бурения скважин, произошло омоложение возраста сейсмических горизонтов по сравнению с данными бурения. Кроме того, на сейсмических профилях не был выделен верхний сейсмический горизонт, отвечающий, по данным бурения, подошве палеогена, несогласно залегающего на нижнемеловых отложениях. Все это отражено на нашей интерпретации сейсмического профиля 5 из работы D. K. Thurston, L. A. Theiss [81] с вынесенной на него буровой скважиной Cracker jack. Скважина расположена в 12 км к северо-востоку от линии профиля. Индексация одних и тех же отражающих горизонтов на профиле 5 дана в нашей интерпретации, согласующейся с данными бурения, и в интерпретации американских исследователей до проведения буровых работ. Аббревиатура наших и американских индексов приведена на схеме корреляции картографируемых подразделений в зарамочном оформлении геологической карты доплиоценовых образований. Американскими исследователями осадочный чехол Чукотского шельфа подразделяется на два сеймостратиграфических комплекса: элсмирский в возрастном диапазоне  $D_3-K_1$  (неоком) и брукский ( $K_1br-Q$ ). Они разделяются региональным несогласием в основании барремских отложений нижнего мела. Аббревиатура этого несогласия LCU состоит из начальных букв нижнемелового несогласия. Элсмирский сеймостратиграфический комплекс состоит из двух подкомплексов: нижнеэлсмирского ( $D_3-C$ ) и верхнеэлсмирского ( $P_2-K_1$ ). Брукский сеймостратиграфический комплекс подразделен американскими исследователями на два подкомплекса: нижнебрукский ( $K_1br-al$ ) и верхнебрукский ( $K_2-Q$ ). При составлении комплекта карт листа S-1, 2 были проанализированы все сейсмические отечественные и американские материалы в комплексе с данными бурения на американском шельфе [82]. В результате этого анализа были сделаны следующие выводы:

1) граница нижнего и верхнего элсмирских сеймостратиграфических подкомплексов должна проводиться не в основании верхнепермских отложений, а на рубеже среднего и верхнего палеозоя между группами Эндикот и Лисберн американской стратификации. Верхнеэлсмирский сеймоподкомплекс начинается с верхней перми только на поднятиях, а в прогибах он наращивается снизу более древними отложениями верхнего палеозоя, составляющими группу Лисберн.

2) в разрезе брукского сеймостратиграфического комплекса выделяется три самостоятельных комплекса: нижнемеловой ( $K_1br-al$ ), верхнемеловой ( $K_2$ ) и кайнозойский (KZ). Такое расчленение принято в изданном листе S-1, 2 (рис. 1, 2) и принимается на данном листе – R-1, 2.

На схеме расположения профиля 5 (рис. 3) видно, что он вплотную подходит северо-западным окончанием к северо-восточному углу листа R-1, 2. Тем самым, стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов,



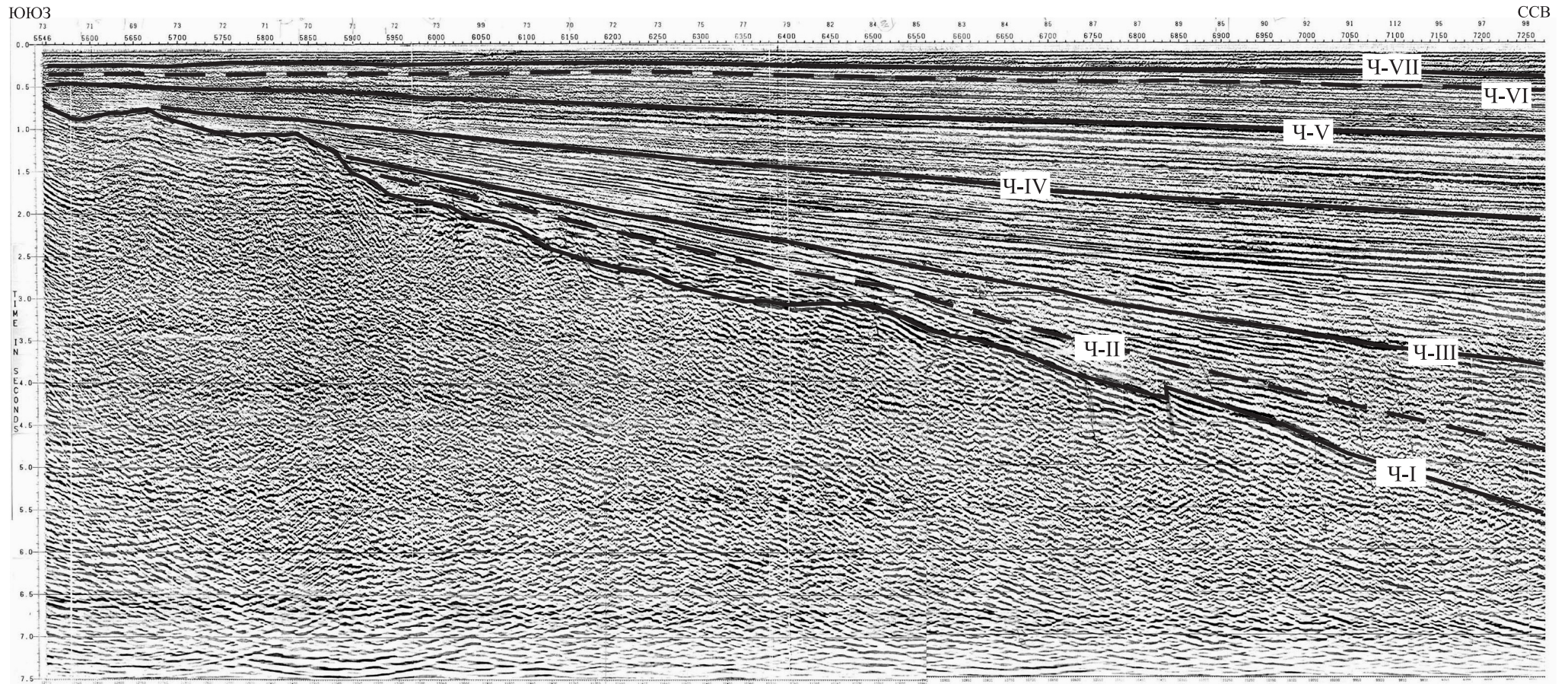


Рис. 1. Фрагмент сейсмического профиля SC-90-01 на листе S-1, 2 с выделенными сейсмическими горизонтами (Ч-I)–(Ч-VII). Профиль южным окончанием подходит к северо-западному углу листа R-1, 2. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).



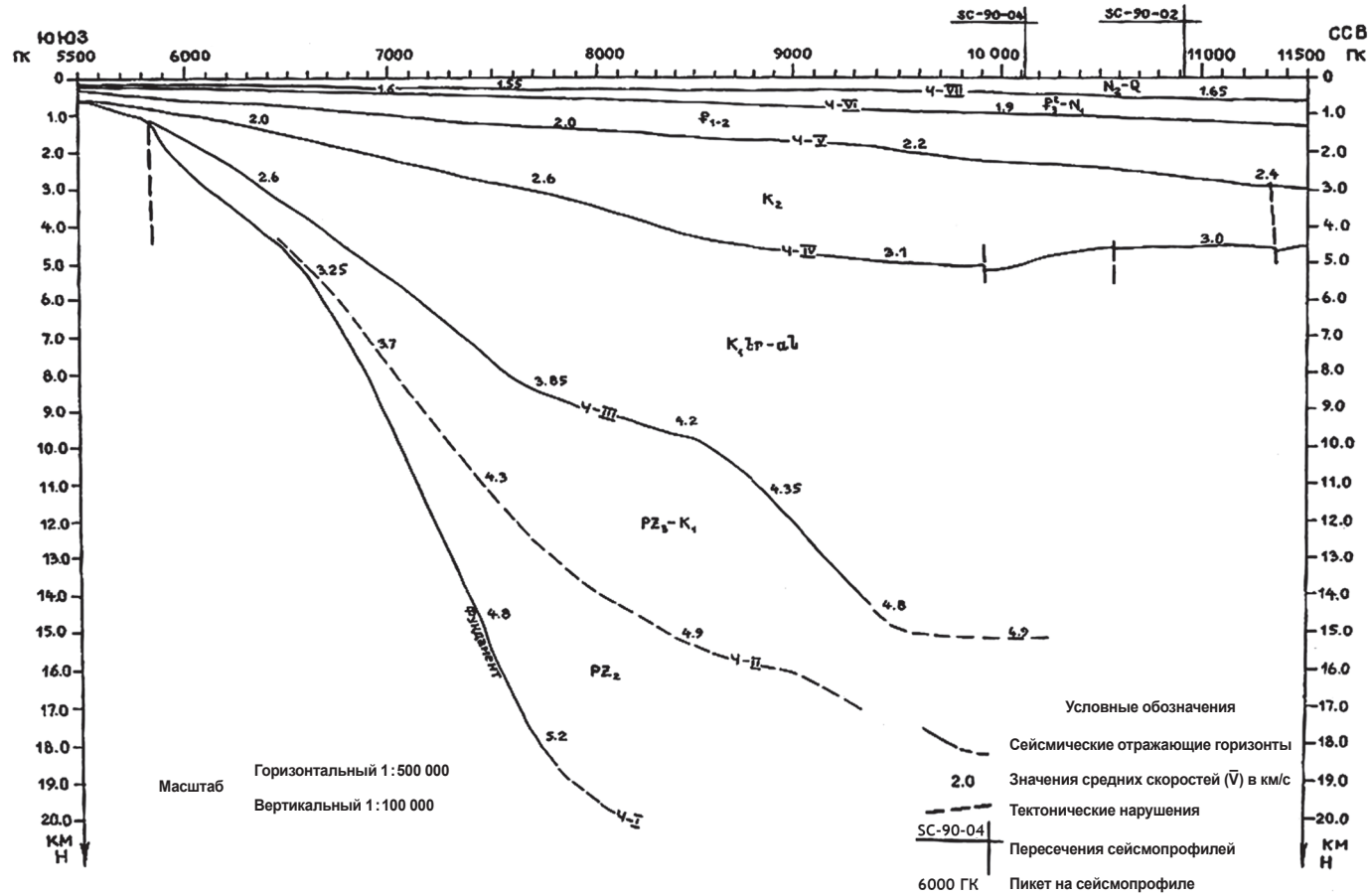


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю SC-90-01 на листе S-1, 2, принятый за основу расчленения осадочного чехла на листе R-1, 2. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).



Расположение сейсмических профилей [81] и буровых скважин [82] на американской части шельфа Чукотского моря.

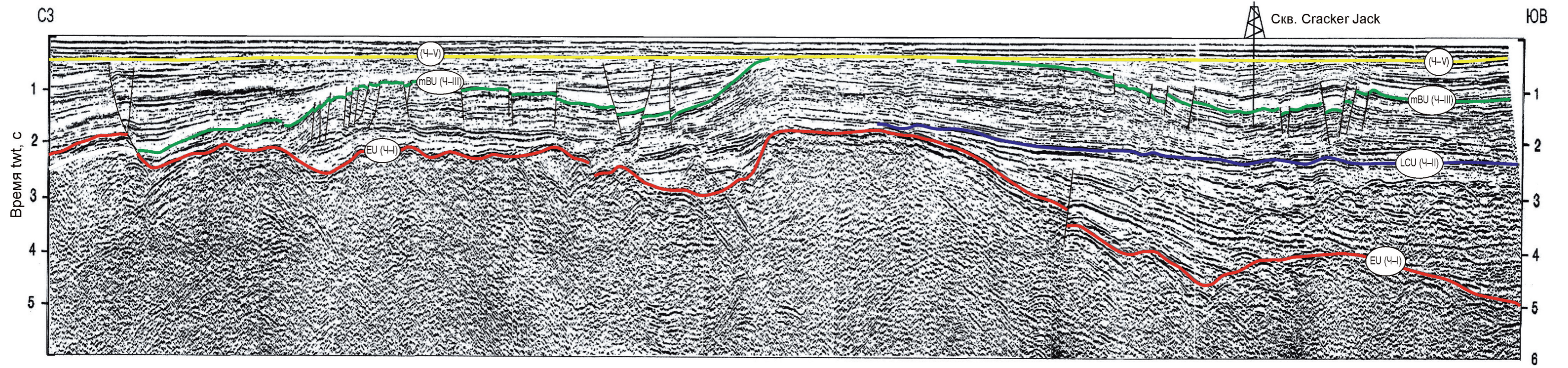
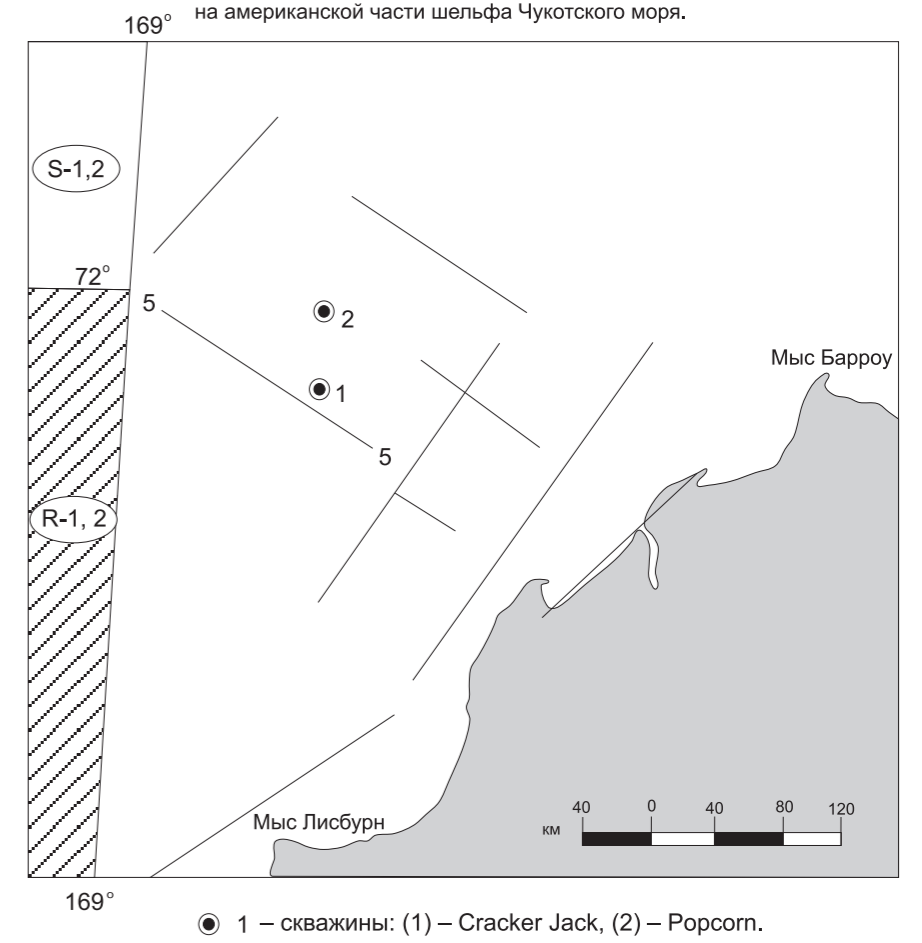


Рис. 3. Американский сейсмический профиль 5 [81] с вынесенной на него буровой скважиной [82]. Индексация сейсмических горизонтов дана в американской интерпретации (слева) и нашей (справа). Горизонт Ч-V (основание кайнозоя) выделен нами. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).



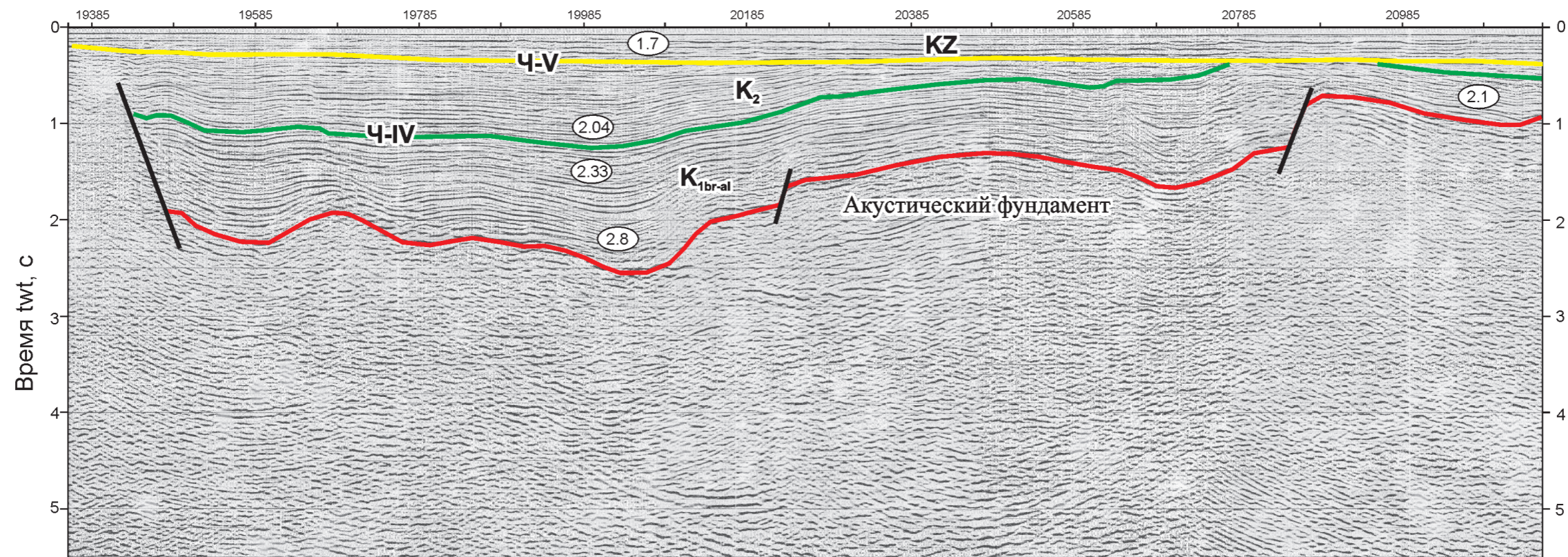


Рис. 4. Грабен на северном склоне Геральдского поднятия. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-25. Здесь и на последующих рисунках видно резкое несогласие в основании кайнозойского сейсмокомплекса. (Составил Ю. В. Горячев).



заверенная данными бурения, достаточно уверенно передается на площадь листа R-1, 2. Это хорошо иллюстрируется на фрагменте сейсмического профиля SC-90-25 (рис. 4), расположенного в северо-восточном углу площади листа R-1, 2, где выделяются те же горизонты и соответственно сейсмокомплексы, что и на северо-западном окончании профиля 5.

Учитывая все вышеизложенное, в разрезе осадочного чехла на листе R-1, 2 выделяются следующие сеймостратиграфические комплексы и подкомплексы из числа выделенных на соседнем с севера листе S-1, 2:

1) верхний палеозой–нижний мел. Подкомплекс, ограниченный сейсмическими горизонтами (Ч-II)–(Ч-III), выделяется только в Северо-Чукотском прогибе под более молодыми образованиями и на схеме корреляции картографируемых подразделений;

2) нижний мел, барремский–альбский ярусы. Комплекс (Ч-III)–(Ч-IV);

3) верхний мел. Комплекс (Ч-IV)–(Ч-V);

4) палеоген–миоцен. Подкомплекс (Ч-V)–(Ч-VII);

5) плиоцен–четвертичный подкомплекс (Ч-VII)–дно.

В пределах листа S-1, 2 на сейсмических профилях выделено семь сейсмических горизонтов (рис. 1), начиная с поверхности акустического фундамента, фиксирующего подошву осадочного чехла и кончая подошвой плиоцен–четвертичных отложений. Нижний сеймоподкомплекс между горизонтами (Ч-I) и (Ч-II) не следует на юг в пределах листа R-1, 2. На рассматриваемой части шельфа в границах листа R-1, 2 не выделяется и горизонт (Ч-VI) ввиду недостаточной разрешающей способности МОВ ОГТ, вероятно, вследствие общего уменьшения мощности отложений, заключенных между горизонтами (Ч-V) и (Ч-VII). Поэтому на листе R-1, 2 выделяются нерасчлененные отложения палеогена–миоцена. Почти в таком же возрастном объеме отложения кайнозоя выделены в прибрежной зоне материковой суши и на о-ве Врангеля на последней изданной Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа R-(60)-2 – о-в Врангеля [19].

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ–НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

К верхнему протерозою–нижнему кембрию относится врангелевская серия (PR<sub>2</sub>–Є<sub>1</sub>vr), выделенная на о-ве Врангеля [47, 105] в районе Центральных гор, где она сложена переслаивающимися сланцами амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, актинолит-эпидот-хлоритовыми, альбит-актинолит-хлоритовыми и кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми, аркозовыми метапесчаниками и метатуфопесчаниками, рассланцованными конгломератами с обломками гранитов и кварца. Встречаются редкие линзовидные пласты мощностью 2–5 м эпидот-диопсидовых мраморов и кальцифиров.

В кристаллических сланцах нижней части разреза сохранились реликты структур вулканогенных пород. По составу сланцы отвечают основным, средним и кислым эффузивам.

Мощность врангелевской серии оценивается разными исследователями от 2000 м [47] до 2800 м [31].

Возраст врангелевской серии определяется по микрофитолитам, водорослям и акритархам в диапазоне от среднего рифея до нижнего кембрия, а по радиоизотопному определению базитов, заключенных в породах серии и метаморфизованных в фации зеленых сланцев, он является верхнепротерозойским [47]. Данные радиоизотопного определения приведены в гл. «Магматизм».

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ–СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Образования этого возраста показаны на северном окончании геологического разреза Г-Д-Е на карте доплиоценовых образований и на схеме корреляции картографируемых подразделений. Они слагают складчатое основание Северо-Чукотского прогиба по аналогии с северным побережьем Аляски в районе нефтяного месторождения Прудо-Бей. На Аляске данное стратиграфическое подразделение, вскрытое буровыми скважинами, выделяется под названием франклинского складчатого комплекса, сложенного глинистыми сланцами, граувакковыми разностерными песчаниками, конгломератами, кварцитами, базальтами и их туфами, гравелитами и пластами каменного угля в верхней части разреза. Возрастной диапазон комплекса по датировкам абсолютного возраста – от верхнего протерозоя до среднего девона. Мощность его – несколько тысяч метров [71].

## ВЕРХНИЙ СИЛУР–НИЖНИЙ ДЕВОН

Верхнесилурийские–нижнедевонские отложения представлены дремхедской свитой ( $S_2$ – $D_1dr$ ), развитой на незначительной площади только в бассейне р. Неизвестная, где она представлена отдельными небольшими разрозненными выходами известняков. Подстилающие отложения не установлены. В известняках В. Г. Ганелиным [47] обнаружены многочисленные колонии табулят *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam (определение О. П. Ковалевского), вероятно, силурийского возраста. Карбонатные отложения в бассейне р. Неизвестная сопоставляются с карбонатными и терригенными отложениями дремхедской свиты западной части о-ва Врангеля, где ее возраст фаунистически датируется верхним силуром–нижним девоном [47]. Эта датировка возраста карбонатных пород принята и для бассейна р. Неизвестная.

Мощность дремхедской свиты в бассейне р. Неизвестная не установлена, но по аналогии с западной частью острова она может составлять не менее 400–500 м.

## СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Средне-верхнедевонские отложения, выделенные в эскимосскую свиту ( $D_{2-3es}$ ), широко распространены в центральной части о-ва Врангеля, но только на двух участках, а именно в верховьях рек Хищников и Неизвестная, свита закартирована как самостоятельное подразделение. На всей остальной площади острова к востоку от этих рек, а также в бассейне

р. Мамонтовая на геологической карте [47] показаны нерасчлененные средне-девонские–нижнекаменноугольные отложения эскимосской и минеевской свит.

Разрез эскимосской свиты на южных склонах Центральных гор в верховьях р. Хищников начинается с пачки валунно-галечных конгломератов, залегающих с разрывом и структурным несогласием на врангелевской серии верхнего протерозоя–нижнего кембрия. Гальки и валуны характеризуются хорошей окатанностью и состоят на 30% из гранитоидов и на 70% из сланцев врангелевской серии. Цемент конгломератов представляет собой слюдисто-кварцево-хлоритовый сланец. Мощность базальной пачки конгломератов составляет 30–60 м.

Вышележащие отложения эскимосской свиты представлены чередованием пачек мощностью 30–130 м сланцев и песчаников с прослоями метаалевролитов и гравелитов. Сланцы по составу кремнисто-хлоритовые и хлорито-кремнистые, песчаники кварцевые от мелко- до грубозернистых и гравийных, иногда с рассеянными обломками кварца и полевого шпата размером 6–10 мм.

Общая мощность эскимосской свиты в приведенном разрезе составляет около 500 м.

В 10 км западнее верховьев р. Хищников, в верховьях руч. Хрустальный, принадлежащего к бассейну р. Мамонтовая, среди рассланцованных алевролитов и сланцев установлены глыбы доломитизированных известняков со створками брахиопод. Они образуют линзы или прослои в терригенной толще эскимосской свиты. Среди собранных остатков брахиопод в доломитизированных известняках С. В. Черкесова установила представителей родов *Rensselandia* и *Chascothyris*, известных из живетских отложений Северо-Востока Российской Федерации.

В верховьях р. Неизвестная обнажена верхняя часть разреза эскимосской свиты, представленная черными листоватыми глинистыми сланцами и алевролитами. Они выступают в ядрах антиклиналей и перекрываются пестроцветными полимиктовыми конгломератами минеевской свиты нижнего карбона. Принадлежность данных отложений к эскимосской свите определяется по их структурному положению и залеганию под базальными конгломератами минеевской свиты нижнего карбона. Мощность отложений эскимосской свиты на р. Неизвестная не установлена.

## СРЕДНИЙ ДЕВОН–НИЖНИЙ КАРБОН

К среднему девону–нижнему карбону относятся нерасчлененные отложения эскимосской и минеевской свит ( $D_{2-3es}-C_{1mn}$ ), широко распространенные на о-ве Врангеля. В центре острова они несогласно с базальными конгломератами в основании залегают на врангелевской серии верхнего протерозоя–нижнего кембрия. Разрез представлен чередованием пачек песчаников, глинистых сланцев и известняков. Песчаники серые мелко- и среднезернистые, по составу кварц-полевошпатовые и кварцевые, параллельно- и косослоистые, часто с автокластами черных глинистых сланцев. Глинистые сланцы черные тонко рассланцованные. Известняки

серые, светло-серые пелитоморфные, с криноидеями и брахиоподами плохой сохранности. Мощность отложений ориентировочно оценивается в 750–1200 м. Возраст их устанавливается по аналогии вещественного состава с фаунистически датированными отложениями эскимосской свиты и залеганию под отложениями свиты берри раннего–среднего карбона.

## НИЖНИЙ КАРБОН

Нижнекаменноугольные отложения на о-ве Врангеля представлены минеевской свитой (*C<sub>1mn</sub>*). Она выделена в Центральных горах от р. Наша на востоке до р. Мамонтова на западе, в верхнем течении р. Неизвестная и на восточном побережье острова у мыса Уэринг. Свита характеризуется фациальной пестротой и представлена в нижней части разреза терригенными породами с эффузивами кислого и основного составов, а в верхней – карбонатными, с пластами гипса.

Наиболее полный разрез минеевской свиты установлен в Центральных горах, в верховьях р. Хищников. Здесь она с размывом залегает на отложениях эскимосской свиты. В основании разреза находится пласт (мощностью 5 м) конгломерата и грубозернистого песчаника, принимаемый за базальный горизонт минеевской свиты. Конгломерат от валунного до мелкогалечного состоит из обломков кварцитов, песчаников кварцито-видных, кварца и кремнистых сланцев. По простиранию на расстоянии первых километров к западу, базальная пачка валунно-галечных конгломератов достигает мощности 20 м. В ее составе фиксируются кварциты и кварцито-видные породы серого и темно-вишневого цветов и обломки подстилающих зеленых сланцев. Вышележащая терригенная часть свиты представлена чередованием пачек песчаников и сланцев мощностью 45–50 м. Песчаники от мелко- до крупнозернистых серого и розовато-серого цветов. Сланцы алевритистые хлорито-кремнистые серого, розовато- и зеленовато-серого цветов. В этой части разреза встречаются редкие линзы известняков, в которых В. Г. Ганелиным собраны *Strophomenidae* gen. indet, *Dictyoclostidae* gen. indet, *Rhynchonellidae* gen. indet, *Spiriferidae* gen. indet, характеризующие возраст отложений не древнее позднего турне.

Эффузивы основного и кислого составов в нижней терригенной части разреза установлены в верховьях р. Неизвестная и на ее междуречье с р. Красный Флаг. Мощность терригенной части разреза составляет 150 м, при этом мощность вулканитов – не более 100–200 м.

Верхняя гипсоносно-карбонатная часть разреза минеевской свиты представляет собой чередование пачек и пластов мощностью от 3–4 до 44 м пестрокрашенных доломитов, глинистых доломитов, известняков, глинистых известняков, мергелей и гипса. Окраска пород варьирует от светлых зеленоватых, розоватых и желтоватых тонов до ярких зеленого и кирпично-красного цветов. Гипс фиксируется от тонких прослоев мощностью первые сантиметры до пласта мощностью 6 м в нижней части разреза.

В верхней части гипсоносно-карбонатной толщи присутствуют обильные остатки визейских кораллов: *Amplexus coralloides* (S o w), *Dibunophyllum* aff. *derbiense* S i b l y, *Clisiophyllum* aff. *reticulatum* (G o r s k y), *Gangamophyllum*

sp., *Corwenia* aff. *regularis* Gorsky, *C.* aff. *socialis* Gorsky (заклучение Н. С. Кропачевой). Мощность гипсоносно-карбонатной части разреза составляет 200 м.

Возраст минеевской свиты устанавливается по органическим остаткам в пределах турнейского(?)–визейского ярусов. Общая мощность свиты составляет 350 м, а с учетом мощности вулканитов может возрасти до 450–550 м.

В районе мыса Уэринг минеевская свита сложена пестрыми брекчиями доломитов, сланцев и кварцитов, доломитами и сланцами. Мощность ее на этом участке о-ва Врангеля не приводится [47].

## НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ КАРБОН

Нижне-среднекаменноугольные отложения известны на о-ве Врангеля и на материковой суше. На о-ве Врангеля они представлены свитой берри ( $C_{1-2br}$ ), прослеживаемой на всем протяжении о-ва Врангеля от западной границы листа до восточного побережья. Наиболее широкое поле ее развития охватывает бассейны рек Мамонтова, Неизвестная и Красный Флаг в их верхнем течении. В рассматриваемых отложениях выделены северная и южная фациальные зоны, граница которых проходит от субширотного колена р. Мамонтова в ее нижнем течении, через водораздельную часть Центральных гор и далее на восток, через истоки рек Неизвестная, Красный Флаг и Наскок к восточному побережью острова в районе мыса Уэринг.

Разрез свиты берри южной фациальной зоны наблюдался в верховьях р. Хищников В. Г. Ганелиным и А. В. Матвеевым [47]. Здесь на коре выветривания гипсоносной пестроцветной пачки минеевской свиты стратиграфически несогласно залегают темно-серые глинистые известняки и известковистые аргиллиты с тонкими прослоями массивных темно-серых известняков, слагающие пачку мощностью 40 м. Весь вышележащий разрез свиты берри представлен чередованием пачек мощностью от 6–7 до 150 м известняков и глинистых сланцев. Нижняя половина разреза сложена почти исключительно темноцветными тонкозернистыми и пелитоморфными криноидными и детритовыми известняками с единичными маломощными пачками черных и темно-серых глинистых сланцев. В верхней половине разреза, напротив, наблюдается преобладание черных, иногда зеленовато-серых глинистых сланцев над темноцветными детритовыми и криноидными известняками. Общая мощность свиты составляет 1400–1500 м.

На востоке южной фациальной зоны отложения свиты берри образуют массив мыса Уэринг. Нижняя часть разреза образована пестроцветными доломитами, вероятно, вторичными по биогермным известнякам, кремненными и прокварцованными. Некоторые участки полностью замещены кремнями с жеодами горного хрусталя. При этом встречаются реликты первичной органогенной структуры в виде плохо сохранившихся остатков различных групп фауны. Вверх по разрезу проявляется неясная слоистость, а затем доломиты сменяются песчанистыми известняками с прослоями черных глинистых сланцев. Мощность этого разреза оценивается в 400–500 м.

В северной фациальной зоне отложения свиты берри также залегают стратиграфически несогласно на минеевской свите. В верховьях рек



Неизвестная и Красный Флаг они представлены массивными биогермными детритовыми, криноидными и пелитоморфными тонкозернистыми известняками. Среди известняков отмечаются прослой алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность отложений на этом участке составляет 300–400 м.

В верховьях р. Наскок в разрезе свиты берри сохраняется преобладание различных известняков с прослоями и маломощными пачками черных глинистых сланцев. Но в отличие от р. Неизвестная здесь отсутствуют крупные биогермы. Мощность отложений в верховьях р. Наскок – 400–500 м.

Возраст свиты берри устанавливается палеонтологически по различным группам фауны.

В верховьях р. Хищников в основании разреза собраны *Fusella* ex gr. *ussiensis* (Толм.) и *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Sw), характерные, по заключению Г. Е. Черняка, для верхнего турне. В более высоких слоях Ю. Г. Рогозовым установлен характерный для визейского яруса *Dibunophyllum* cf. *terbinatum* Мс Соу.

В средней части разреза в верховьях р. Хищников М. М. Богословской из коллекции В. Г. Ганелина определены гониатиты *Gastrioceras* cf. *glenisteri* Nassichuk, *Neoicoceras* sp., *Clistoceras* sp., *Gonioloboceratoides* sp.,? *Diaboloceras* sp., датирующие вмещающие слои серединой башкирского яруса.

В верховьях р. Наша, в отложениях южной фациальной зоны определены брахиоподы *Gigantoproductus* sp., *Plicatifera* aff. *plicatilis* (Sow.), *Brachythyris* cf. *gracilis* (Phill.), а в верхнем течении р. Хищников *Vecolla* cf. *thomasi* Jan., по которым устанавливается серпуховский ярус вмещающих слоев (сборы и заключение Г. Е. Черняка).

В северной фациальной зоне, в бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг из разных пунктов собран комплекс среднекаменноугольных брахиопод (по заключению В. Г. Ганелина): *Buxtonia* aff. *mosqensis* (Jan.), *Calliprotonia stelitamakensis* (Step.), *Juresania* aff. *juresanensis* (Tschern.), *Tolmatchoffia* cf. *tenuicostata* Ustr., *Meristorigma paichoica* Kalasch., *Choristites dilatatus* Fisch., *Neospirifer poststriatus* Nikitin.

Возраст свиты берри датируется В. Г. Ганелиным [86] нижним–средним карбоном, а М. К. Косько [47] – нижним–верхним карбоном. Нами принята первая точка зрения, как более обоснованная фактическим материалом.

Решающее значение в этом вопросе имеют определения Ч. Хендерсона конодонтов из коллекции М. Сесила и Дж. Харрисона [47]. На западном побережье о-ва Врангеля за пределами территории листа R-1, 2 из известняков мыса Птичий Базар, в 20 м ниже контакта терригенно-карбонатных отложений свиты берри с терригенной хищниковской свитой определены: *Idiognathoides marginodosus* морфотип В. *Neognathoides* cf. *bothrops*, *Streptognathodus* aff. *gracilis*, *S.* cf. *elegantulus*, *Adetognathus*(?) sp. В верховьях р. Хищников в 80–100 м ниже кровли свиты берри установлены *Idiognathoides* cf. *marginodosus* морфотип С. *Idelicatus*, *Streptognathodus* sp. (indet. juvenile). Возраст отложений, заключающих конодонты, ранне-среднемосковский (каширский).

Резюмируя все вышеизложенное, возраст рассматриваемых отложений свиты берри – от верхов турнейского яруса до московского в верхних слоях.

Тем самым исключается ее верхнекаменноугольный возраст. Учитывая согласное залегание вышележащей терригенной хищниковской свиты, возраст последней принимается нами, вслед за В. Г. Ганелиным [86], верхнекаменноугольно-пермским, а не пермским, как полагает М. К. Косыко [47].

На материковой суше ниже-среднекаменноугольные отложения представлены тариельской серией ( $C_{1-2tr}$ ). В пределах листа R-1, 2 тариельская серия слагает очень небольшое поле в верховьях р. Эквыватап на юго-восточном замыкании Куэвуньского горст-антиклинария. Отложения серии сильно метаморфизованы раннемеловыми гранитоидами. Нижняя граница тариельской серии не установлена. Разрез метаморфизованных образований серии изучен в 50 км северо-западнее от западной границы территории листа R-1, 2 в верховьях р. Кывэквын [19]. Здесь нижняя часть разреза представлена сланцами: биотитовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-мусковитовыми кварцитоидными и серицитовыми, а верхняя – темно-серыми и серыми мраморизованными известняками с линзами белых мраморов. Общая мощность отложений – 1100 м. В этих отложениях на правобережье р. Кувет обнаружены раннекаменноугольные кораллы.

### ВЕРХНИЙ КАРБОН–ПЕРМЬ

Нерасчлененные верхнекаменноугольные–пермские отложения, выделенные на о-ве Врангеля В. Г. Ганелиным [86], представлены хищниковской свитой ( $C_3-Phs$ ). Разрез свиты подразделяется на три части.

Нижняя часть, согласно залегающая на отложениях свиты берри в верховьях р. Хищников, сложена глинистыми, глинисто-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми сланцами с вкрапленностью и конкрециями пирита. В верхах ее присутствуют маломощные прослои гравелитов с обломками песчаников, кремней и члениками криноидей. Мощность нижней части – 250 м. Аналогичные отложения установлены в районе мыса Уэринг.

По положению в разрезе возраст нижней части свиты принимается в диапазоне верхний карбон–низы нижней перми.

Средняя часть представлена в бассейне р. Хищников и у мыса Уэринг органогенно-детритовыми известняками с обломками призматического слоя раковин колымий в нижней части (50 м) и пестроцветными глинистыми сланцами с прослоями известняков в большей верхней части (100 м).

На севере острова в бассейне р. Неизвестная средняя часть хищниковской свиты с перерывом залегает на известняках дремхедской свиты верхнего силура–нижнего девона, при этом разрез ее существенно меняется. В низах разреза она представлена глинистыми сланцами, содержащими глыбы и валуны подстилающих пород, гравелитами, конгломератами, детритовыми известняками, черными глинистыми сланцами. Выше по разрезу преобладают известняки с обломками раковин колымий, а в верхах наблюдается чередование известняков и глинистых сланцев. Общая мощность средней части достигает 800 м. В карбонатных пачках средней части разреза хищниковской свиты А. В. Матвеевым определены фораминиферы: *Protonodosaria parviformis* Gerke, *Geinitzina indepressa* Tscherd., *G. parva* Lip, *Fronicularia aktjubensis* Jgon., *Nodosaria lata*

Sossip. и др., по которым возраст вмещающих отложений устанавливается от верхов артинского яруса до казанского включительно.

Верхняя часть свиты представлена в бассейне р. Неизвестная, где она сложена черными глинистыми сланцами с отдельными пластами (3–5 м) мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, переходящих местами в гравелиты. Встречаются горизонты (до 30 м) известковистых песчаников и органогенно-детритовых известняков. В известняках заключены раковины брахиопод: *Waagenoconcha pageri* (Toula), *Kuwelousia* cf. *wajprehti* (Toula), характерные, по заключению В. Г. Ганелина, для нижней половины татарского яруса верхней перми.

Мощность верхней части свиты составляет 400–450 м.

Общая мощность хищниковской свиты составляет 800 м в южной зоне о-ва Врангеля и 1250 м в северной зоне.

### ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ

Верхнепермские отложения развиты на материковой суше, где они согласно легенде Чукотской серии листов Госгеолкарты-1000, выделяются в объеме и ультинской свиты ( $P_{2il}$ ), В пределах листа R-1, 2 выходы отложений иультинской свиты весьма ограничены. Единственное крупное поле размером 25–15 км выхода свиты находится в районе мыса Шмидта. Южнее его наблюдаются редкие, очень мелкие разрозненные участки сложенные породами иультинской свиты. Контакт иультинской свиты с подстилающими нижнекаменноугольными отложениями юнонской свиты установлен в 50 км западнее листа R-1, 2 на левобережье р. Кывэквын. Здесь иультинская свита залегает на различных горизонтах нижнекаменноугольных отложений с угловым несогласием [19].

Иультинская свита сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, тонкослоистыми алевролитами, кварцевыми, реже полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками. В нижней части свиты преобладают сланцы и алевролиты, а в верхней части они находятся в равных соотношениях с песчаниками. Для слагающих свиту пород характерно интенсивное рассланцевание и филлитизация, темная окраска (вследствие наличия углисто-го вещества) и пиритизация.

В районе мыса Шмидта в отложениях иультинской свиты отмечается большое количество углефицированных растительных остатков. Среди них Н. Т. Вербицкой определены «*Noeggerathiopsis*» (= *Rufloria*) cf. *theodori* Zai. et Tschirk., *Rufloria* sp., *Paracalamites* sp., характеризующие пермский возраст отложений.

В нескольких километрах южнее границы территории листа R-1, 2 в породах иультинской свиты установлены верхнепермские палинокомплексы.

Мощность иультинской свиты составляет 900–1000 м.

### СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ( $PZ_{2-3}$ )

Отложения среднего–верхнего палеозоя предполагаются в пределах Врангелевского и Геральдского поднятий, где они показаны выходящими на доплиоценовую поверхность (Врангелевское поднятие) или

подстилающими доплиоценовый осадочный чехол (Геральдское поднятие). Они составляют складчатое основание и представлены карбонатно-терригенными образованиями – песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами, известняками, доломитами, гравелитами, конгломератами и вулканитами, установленными на о-ве Врангеля. Выступы среднего–верхнего палеозоя характеризуются высокими значениями поля силы тяжести, что присуще карбонатно-терригенному комплексу о-ва Врангеля. Суммарная мощность среднего–верхнего палеозоя может достигать 3000–4000 м и, возможно, более.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса широко распространены как на материковой суше, так и на о-ве Врангеля. Среди них на материковой суше выделяются нерасчлененные отложения нижнего–среднего отделов в виде амгуемской свиты, мымлеренетская серия верхнего триаса – от карния до среднего нория, а на о-ве Врангеля – гавайская толща верхнего триаса.

### НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Амгуемская свита ( $T_{1-2am}$ ) слагает большие поля в бассейнах рек Эквиватап и Койвэльвэргыргэн, а также вдоль побережья лагуны Тэнкэргымпильгэн. Она согласно залегает на иультинской свите верхней перми [19]. В строении разреза амгуемской свиты преобладают песчаники. В средней части разреза отмечается значительное количество алевролитов. Подчиненная роль принадлежит глинистым сланцам в нижней части разреза. Песчаники и алевролиты полимиктовые, реже кварцевые, часто встречаются известковистые песчаники с кремнисто-серицит-карбонатным цементом и конкрециями того же состава. В песчаниках фиксируются линзы внутриформационных конгломератов, следы подводного размыва и различные гиероглифы.

Из нижней и средней частей свиты определены раннеоленёкские двустворки и аммоноидеи: *Poribogitria mimer* (Oeberg), *P. cf. subovalis* (Bytschk. et Efim.), *P. olenekensis* (Popow), *Sakhaites cf. vronskyi* (Popow), *Lepiskites cf. kolymensis* (Popow).

В верхней части свиты определен ладинско-раннекарнийский палинокомплекс. Общая мощность амгуемской свиты составляет 1200–1500 м.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мымлеренетская серия ( $T_3mm$ ), состоящая, согласно серийной легенде, из четырех толщ: мымлеренетской, маломымлеренетской, чануанской и намномкываамской; представлена на площади листа R-1, 2 только своей нижней частью в объеме мымлеренетской и маломымлеренетской толщ. Эти отложения слагают небольшое поле в мульде синклинали на междуречье Эвиватап и Койвэльвэргыргэн и представлены песчаниками

темно-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, черными глинистыми сланцами, темно-серыми алевролитами. Песчаники тяготеют к нижней части разреза, а глинистые сланцы и алевролиты – к верхней. Характерной особенностью отложений является присутствие круглых и дисковидных конкреций пирита, петлевидных фукоидов и растительного детрита. В песчаниках нижней части разреза присутствуют линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В гравелитах, кроме обломков песчаников и глинистых сланцев, встречаются обломки кварца и роговиков.

Возраст нижней части мымлерентской серии устанавливается по фауне: *Halobia austriaca* Moys., *Sirenites* sp. indet., *S.* ex gr. *senticosis* (Dittm.), *Flagrina* sp. indet., *F.* ex gr. *staminea* Vialow и др. По заключению Ю. М. Бычкова, эта группа фауны характеризует возраст отложений от карния до среднего нория. Мощность нижней части мымлерентской серии – около 900 м.

Гавайская толща (Т<sub>3</sub>gv) развита на о-ве Врангеля [19] и экстраполируется на шельф. Она слагает обширное поле в южной части острова и два небольших участка в его северной части. На юге отложения гавайской толщи залегают стратиграфически несогласно на отложениях минеевской свиты, свиты берри и хищниковской, а на севере острова они подстилаются только хищниковской свитой.

Разрез гавайской толщи представлен чередованием существенно песчаниковых пачек с алевролито-аргиллитовыми и сланцевыми. Песчаники полимиктовые и кварцевые слюдистые, мелкозернистые, иногда известковые, глинистые сланцы темно-серые и черные, иногда углистые. В разрезе довольно часто встречаются глинисто-сидиритовые конкреции. Для отложений толщи характерна градационная слоистость и знаки течения на поверхностях напластования. В южном поле гавайской толщи в основании разреза отмечаются пласты конгломератов мощностью до 2 м.

В средней и верхней частях разреза содержатся остатки двустворок, характерные для карнийского – *Idigirohalobia subfallax* (Efim.), *I.* ex gr. *superba* (Mojs.) – и норийского – *Halobia* (*Perihalobia*) ex gr. *aotii* Kob. et Ich., *Otapiria* cf. *ussuriensis* (Vor.), *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *E. setakanensis* (Kipar.), *E. pinensis* West., *Monotis ochotica* (Keys.), *M. jakutica* (Tell.) ярусов верхнего триаса. В составе норийского яруса присутствуют нижний, средний и верхний подъярусы.

Мощность гавайской толщи на о-ве Врангеля оценивается более чем в 2000 м [47].

### СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ–ТРИАС (PZ<sub>2</sub>–T)

Отложения среднего палеозоя–триаса выделены только на геологических разрезах и схеме корреляции картографируемых подразделений. Они предполагаются на шельфе в складчатом основании Прибрежной моноклинали, бортов Южно-Чукотского прогиба и южном склоне Врангелевского поднятия. По существу это объединенный комплекс карбонатно-терригенных отложений от среднего палеозоя по триас включительно, выступающих на материковой суше и о-ве Врангеля. Его суммарная мощность составляет, вероятно, не менее 6000–7000 м.

## СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ–НИЖНИЙ МЕЛ ( $PZ_2-K_1$ )

Образования этого возраста предполагаются в приосевой зоне Южно-Чукотского прогиба, слагая его складчатое основание, и выделены на схеме корреляции картографируемых подразделений как в Южно-Чукотском прогибе, так и в Лонговском поперечном поднятии, расположенном по простиранию Южно-Чукотского прогиба. Такой возрастной диапазон выделяемого комплекса обосновывается тем, что зона его распространения находится на равноудаленных расстояниях от материковой суши и о-ва Врангеля. Как на материковой суши, так и на о-ве Врангеля структура складчатого фундамента представлена антиклинорными зонами. Следовательно, между ними должна располагаться синклинорная зона, в которой возрастной объем складчатого комплекса наращивается более молодыми формациями мезозойского возраста. На материковой суши такая ситуация имеет место в районе Чаунской губы, где в складчатом комплексе выше триасовых отложений установлены юрские и нижнемеловые (берриас–валанжин) отложения. По составу выделяемый комплекс представлен карбонатно-терригенными и частично вулканогенными образованиями суммарной мощностью не менее 8000–9000 м.

## ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ–НИЖНИЙ МЕЛ ( ${}^sPZ_3-K_1$ )

Данное стратиграфическое подразделение выделяется только в осадочном чехле Северо-Чукотского прогиба под более молодыми отложениями. Граница его распространения очерчена транспарентной линией с индексом  ${}^sPZ_3-K_1$ , которая продолжена с расположенного севернее листа S-1, 2 Госгеолкарты–1000 [20]. Как уже отмечено выше, рассматриваемое подразделение на листе S-1, 2 выделено в качестве сейсмоподкомплекса (Ч-II)–(Ч-III). Этому сейсмоподкомплексу отвечает группа Лисберн на американской части шельфа Чукотского моря и весь верхнеэлсмирский сейсмоподкомплекс. Буровыми скважинами Rorcorp и Cracker Jack частично разбурена группа Лисберн и верхнеэлсмирский сейсмоподкомплекс. В первой скважине вскрытая мощность группы Лисберн составляет 1150 м, а во второй – 290 м. В том и другом случае отложения представлены известняками каменноугольного возраста. Полный разрез группы Лисберн известен на западном побережье Аляски, где она сложена известняками, доломитами, местами с конгломератами в основании. В нижней части разреза преобладают терригенные породы, а в верхней – карбонатные. Отложения верхнеэлсмирского сейсмоподкомплекса от верхней перми до нижней части нижнего мела (берриас–валанжина) представлены аргиллитами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками с пластами и линзами конгломератов. В нижней пермско-триасовой части разреза присутствуют карбонатные породы от известняков и ракушняка и известковистых сланцев и конгломератов. В указанных скважинах, расположенных на поднятии, разрез верхнеэлсмирского сейсмоподкомплекса предельно редуцирован. В скважине Cracker Jack он представлен верхнепермскими (160 м), верхнепермскими–нижнемеловыми (берриас–



валанжин) (139 м) отложениями; в скважине Porcorn установлены только верхнеюрские и нижнемеловые отложения суммарной мощностью 320 м.

У северной границы листа R-1, 2 сейсмоподкомплекс (Ч-II)–(Ч-III) в южном борту Северо-Чукотского прогиба также, по-видимому, редуцирован. Это – участок сочленения прогиба с Врангелевско-Геральдской зоной поднятий, в сторону которой происходит сокращение мощности и выклинивание сеймостратиграфических подразделений осадочного чехла Северо-Чукотского прогиба.

Общая мощность карбонатно-терригенных отложений верхнего палеозоя–нижнего мела в пределах листа R-1, 2 вряд ли может превышать 1000–1500 м.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения барремского–альбского ярусов ( $^sK_1br-al$ ) на площади листа R-1, 2 представлены сейсмокомплексом (Ч-III)–(Ч-IV). Этот сейсмокомплекс отвечает нижнебрукскому сейсмоподкомплексу американских исследователей, как отмечено выше. Нижнебрукские отложения вскрыты буровыми скважинами на северном побережье Аляски и на шельфе, включая скважины Cracker Jack и Porcorn вблизи северо-восточной границы площади листа R-1, 2. Полный разрез нижнебрукских отложений начинается с пачки Пейбл Шейл богатый органикой черных глинистых сланцев барремского возраста. Они перекрываются глинистыми сланцами формации Торок апта–альба. Венчается разрез сланцами и песчаниками с прослоями каменного угля группы Нанушук альбского возраста. Мощность и полнота разреза нижнебрукских отложений сильно варьирует в зависимости от их положения в разных структурных зонах. В скважинах Cracker Jack и Porcorn, расположенных на поднятии, мощность нижнебрукских отложений составляет 1642 м, в первой из них и всего лишь 129 м во второй. При этом, если в первой скважине вскрыты все три стратиграфических подразделения (пачка Пейбл Шейл – 62 м, формация Торок – 573 м и группа Нанушук – 1007 м), то во второй присутствуют только два нижних (пачка Пейбл Шейл – 52 м и формация Торок – 77 м). В обеих скважинах рассматриваемые образования несогласно перекрыты отложениями палеоцена. На западном побережье Аляски в скв. Tunalik-1 в северном крыле прогиба Колвилл мощность нижнебрукских отложений составляет 3500 м [82].

В Северо-Чукотском прогибе мощность рассматриваемых отложений достигает, по данным американских геологов, 10 500 м [71], а по нашим данным – 11 500 м [20].

В пределах территории листа R-1, 2 мощность баррем-альбского сейсмокомплекса (Ч-III)–(Ч-IV) достигает 3500–4000 м в наиболее глубоких мульдах Южно-Чукотского прогиба. На поднятиях мощность этих отложений не превышает 100–200 м, а на Врангелевском поднятии они отсутствуют.

На материковой суше образования этого возрастного интервала установлены в 65 км западнее листа R-1, 2 на левобережье р. Эквиватап, где они

выделены в ольховскую свиту. Эти континентальные отложения, несогласно залегающие на мымлерентской серии верхнего триаса и раннемеловых гранитоидах. Ольховская свита сложена аргиллитами, углистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфоконгломератами с линзами каменного угля мощностью до 5 мм, обильным растительным детритом. Ее мощность – около 180 м. Обильные растительные остатки свидетельствуют о раннемеловом, возможно, апт-альбском возрасте вмещающих отложений (по заключению А. Ф. Ефимовой).

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения ( $^8K_2$ ) выделены в сейсмокомплекс (Ч-IV)–(Ч-V), широко представленный на площади листа S-1, 2, за исключением поднятий в южной части территории, где он отсутствует. В разрезах буровых скважин на американской части шельфа и на прилегающем побережье Аляски верхнемеловые отложения отсутствуют, но выделяются на сейсмических профилях во внутренних зонах прогибов и впадин шельфа. Их вещественный состав может быть установлен по аналогии с верхнемеловыми отложениями бассейна р. Колвилл на Аляске. Это – группа Колвилл, представленная глинистыми сланцами, известняками, песчаниками, туфами, пластами каменных углей и конгломератами мощностью до 3600 м [110]. Отложения группы Колвилл залегают на глубоко эродированных нижнеальбских слоях. В западной части поля развития верхнемеловых образований они представлены континентальными фациями, а на востоке – морскими. Их возраст определяется в диапазоне турон–нижний сенон. Верхнемеловой сейсмокомплекс характеризуется присутствием клиноформ, выделяемых на американских и отечественных сейсмических профилях. Они интерпретируются как дельтовые фации. По составу верхнемеловой сейсмокомплекс на площади листа R-1, 2 представляет собой скорее всего чередование пачек слабо литифицированных глинистых и песчаных пород с пластами конгломератов и углей преимущественно в континентальных фациях. Его мощность варьирует от первых десятков и сотен метров на склонах поднятий до 1000–1100 м на Южно-Чукотском прогибе. На большей части Геральдского поднятия и некоторых антиклинальных структурах в Южно-Чукотском прогибе он отсутствует.

## ПАЛЕОГЕН–НИЖНИЙ НЕОГЕН (МИОЦЕН)

Отложения палеогена–нижнего неогена (миоцена) представлены на площади листа R-1, 2 двумя подразделениями. Первое из них выделено в прибрежной зоне материка и прилегающей части шельфа и включает отложения палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена в виде тынооканской свиты ( $P_1tn$ ), пестрой толщи ( $P_2ps$ ), вивианитовой толщи ( $P_3vv$ ) и вельмайской свиты ( $N^1vl$ ) объединенных ( $P_1tn+N^1vl$ ). Разрез их вскрыт скважинами в низовьях рек Эквиватап, Койвэльвэгыргын и Эмуэн в пределах абс. отм. +10–90 м.

Второе подразделение охватывает подавляющую часть площади шельфа и представлено палеоген-миоценовым сейсмоподкомплексом ( $^8P-N_1$ ).



Тыноокеанская свита, пестрая толща, вивианитовая толща и вельмайская свита объединенные ( $P_1tn+N_1vl$ ) представлены континентальными и прибрежно-морскими образованиями. Нижняя половина разреза (тыноокеанская свита и пестрая толща) сложена в основании корой выветривания, перекрытой сильно выветренными пестроцветными гравийниками и галечниками с прослоями песков. Кору выветривания составляет глинисто-щебнистый материал охристо-желтого цвета. Глинистые фракции представляют собой смеси гидрослюды, монтмориллонита, гётита с небольшим количеством галлуазита, каолинита, диккита.

В отложениях тыноокеанской свиты в Ванкаремской впадине непосредственно юго-восточнее листа R-1, 2 установлен палеоценовый термофильный спорово-пыльцевой спектр. Следовательно, формирование коры выветривания происходило в палеоцене в условиях субтропического климата. Мощность коры выветривания на различных участках – от 3–5 до 30 м, а суммарная мощность нижней половины разреза 50–55 м.

Верхняя половина разреза (вивианитовая толща и вельмайская свита) залегает с резким размывом на пестрой толще или на триасовых отложениях. Вианитовая толща сложена коллювиальной зеленовато-серой глиной и озерно-аллювиальными буровато-коричневыми до черных суглинками с обломками древесины и гнездами (до 1 см) вивианита. Вельмайская свита залегает с размывом на вивианитовой толще или на породах триаса. Она сложена переслаивающимися песками от крупно- до мелкозернистых с гравием и галькой, гравийниками, галечниками и алевритами. Вивианитовую толщу составляют споры и пыльца, принадлежащие скорее к раннеолигоценному периоду, однако раннеолигоценный возраст толщи в серийной легенде определен условно. Вельмайская свита по спорово-пыльцевым спектрам подразделяется на нижний, средний и верхний миоцен, с которыми коррелируется нижняя, средняя и верхняя подсвиты. Аллювиальные образования вельмайской свиты на суше с пресноводными диатомеями замещаются на побережье и в прибрежной зоне шельфа прибрежно-морскими с типично-морскими диатомеями. Это установлено в 80 км западнее листа R-1, 2 в бассейне р. Ръывеем. Среди морских диатомей в основном присутствуют неритические *Stephanopyxis schenskii* K a n a u a, *Talassiosira zabelina* J o u s e и сублиторальные виды *Melosira sulcatavar. biseriata*, *Triceratium arcticum*. Комплекс диатомей умеренно теплолюбивый, с присутствием арктобореальных элементов *Biddulphis aurita*, *Diplonopsis subcunsta*.

Мощность верхней половины разреза (вивианитовая толща и вельмайская свита) составляет 40–45 м. Палеоген-миоценовый сейсмоподкомплекс ( $^sP-N_1$ ), заключенный между отражающими горизонтами (Ч-V)–(Ч-VIII), залегает с отчетливо выраженным угловым несогласием на подстилающих сейсмокомплексах или непосредственно на акустическом фундаменте, интерпретируемом в качестве складчатого фундамента. Вещественный состав выделяемого сейсмографического подразделения фрагментарно представлен в северной части о-ва Врангеля и в полном объеме в разрезах скважин Cracker Jack и Popcorn.

Северная часть о-ва Врангеля (Тундра Академии) представляет собой часть чукотского шельфа, выведенная из под уровня моря в квартере. В нижнем течении р. Тундровая у уреза воды установлены два небольших обнажения на расстоянии 6 км одно от другого, характеризующие вещественный состав нижней части палеоген-миоценового сейсмоподкомплекса. В первом из них вскрывается темно-серая плотная глина с включениями гравия, обломками створок морских пелелиопод палеоген-неогенового возраста, отпечатками чешуи рыб(?) и остатками темно-коричневой древесины. Во втором обнажении ниже по течению реки выступают темно-серые алевриты с обломками макрофауны [47].

В глинах из первого обнажения Р. М. Хитровой определен спорово-пыльцевой комплекс, содержащий (%) пыльцу покрытосеменных (44,8), споры (38,0) и пыльцы голосеменных растений (17,1). Из покрытосеменных преобладает пыльца *Betula*, *Ericaceae*, *Alnus*. Характерно присутствие неогеновой пыльцы теплолюбивых широколиственных: *Myrica* и *Yuglans*. Присутствует пыльца формальных рядов *Triatripollenites*, *Tetraporites*, *Tricolpites*, широко развитых в поздне меловой и палеогеновый периоды. В группе споровых растений установлены семейства *Gleicheniaceae* (рода *Plicifera* и *Clavifera*), *Schizacaceae*, *Dipteridaceae* (*Hausmannia* sp.). Единичные споры – *Sphagnites*, *Selagiuella*, *Osmunda*, *Coniopteris*, *Leiotriletes*, *Polypodiaceae* – представители меловой–палеоценовой флоры.

В образцах из второго обнажения Р. М. Хитровой определена пыльца покрытосеменных (69,8%), голосеменных (18,9%) и споры (11,2%). Основной фон покрытосеменных составляют *Betula*, *Alnus* и *Ericaceae*. Значительная роль принадлежит пыльце *Myrica* и *Triatriopollenites*.

Присутствуют термофильные элементы: *Castanca*, *Ulmus*, *Yuglans*, *Diervilla* (*Caprifoliaceae*), *Ligustrina amurensis* Rupr, *Sparganium*. Встречена пыльца эоценового возраста *Pistillapollenites megregori*(?).

В глинах и алевритах установлены остатки диатомовых, спикулы губок мелких фораминифер, мшанок, моллюсков, водорослей. Из фораминифер Т. А. Фаворская определила *Pseudogavelinella Woloshina* турон-палеоценового возраста; В. А. Басов и В. Я. Слободин установили в шлифах сечения фораминифер отряда *Rodalida* (*Cibicides* или *Ammonia*), из семейств *Nonionidae*(?), *Polymorphinodae* и *Nodosariidae*(?) (*Pleurostomellidae*?) предположительно палеоген-неогенового возраста.

В скважинах *Cracker Jack* и *Porcorn* отложения палеоген-миоценового сейсмоподкомплекса залегают с угловым несогласием на нижнемеловых образованиях баррем-альбского нижнебрукского сейсмокомплекса. В основании разреза лежит пачка уплотненных песков мощностью 73 м в первой скважине и 206 м во второй. Вышележащая часть разреза сложена преимущественно глинами и алевритами с редкими маломощными пластами песков. Все это палеоцен-эоценовые отложения, мощность которых составляет 540 м в первой скважине и 1265 м во второй (в 50 км к северу).

В скважине *Porcorn* разрез наращивается верхнеолигоценовыми–миоценовыми песками мощностью 152 м. Пески залегают с размывом на глинистых отложениях позднего эоцена.

Судя по разрезам скважин и разновозрастным отложениям на материковой суше и о-ве Врангеля, на площади листа R-1, 2 палеоген-миоценовый сейсмоподкомплекс (Ч-V)–(Ч-VII) представлен, вероятно, также песчано-глинистыми отложениями.

Мощность палеоцен-миоценового сейсмоподкомплекса на шельфе достигает 300–400 м, сокращаясь до первых десятков метров в низменных участках материковой суши и на севере о-ва Врангеля. На большей части Врангелевского поднятия и в центре Геральдского поднятия эти отложения отсутствуют.

## ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения этого возраста составляют нижнюю часть разреза плиоцен-четвертичного сеймостратиграфического подкомплекса (Ч-VII – дно). На карте плиоцен-четвертичных образований показаны только россыпи, выражающиеся в масштабе карты, мелкие россыпи показаны на врезке к карте полезных ископаемых. Прежде чем приступить к характеристике собственно плиоцен-эоплейстоценовых отложений, необходимо привести схему сеймостратиграфического расчленения плиоцен-четвертичного сейсмоподкомплекса. Она основывается на материалах сейсмоакустического профилирования, бурения трех мелких скважин и донного пробоотбора, полученных ВНИИОкеангеология в 2006 г., а также на данных предшествующих исследований.

По результатам сеймостратиграфического анализа материалов сейсмоакустического профилирования и данных бурения, плиоцен-четвертичные отложения подразделяются на четыре сеймостратиграфические пачки (ССП). В сводном разрезе выделены (снизу вверх, рис. 5):

1. ССП-IV – плиоцен-эоплейстоценовая с клиноформами, заполняющая врезы и переуглубления на шельфе ( ${}^s\text{amN}_2\text{--E}$ );

2. ССП-III – нижне-среднеэоплейстоценовая, со слоистой записью, чаще всего уничтоженная последующей эрозией, сохранилась в разрезе в южной части Южно-Чукотской равнины ( ${}^s\text{mI--II}$ );

3. ССП-II – верхнеэоплейстоценовая, со слоистой, крапчатой или пунктирно-слоистой записью ( ${}^s\text{mIII}$ );

4. ССП-I – голоценовая, выделяется только по материалам профилографа, поэтому в большинстве своем на карте выделялась не с помощью сейсмоакустики, а по данным донного пробоотбора.

## ПЛИОЦЕН-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПАЧКА (ССП-IV)

К этой пачке на схеме соотношения плиоцен-четвертичных образований относятся погребенные аллювиально-морские отложения ( ${}^s\text{amN}_2\text{--E}$ ), выполняющие затопленные речные долины и переуглубления на шельфе. Подошва плиоцен-эоплейстоценовой пачки на сейсмоакустических профилях выражена резким региональным несогласием (рис. 6). В поле отраженных волн плиоцен-эоплейстоценовые отложения имеют клиноформное строение, четко отделяясь и от нижележащих палеоген-миоценовых и от четвертичных осадков.



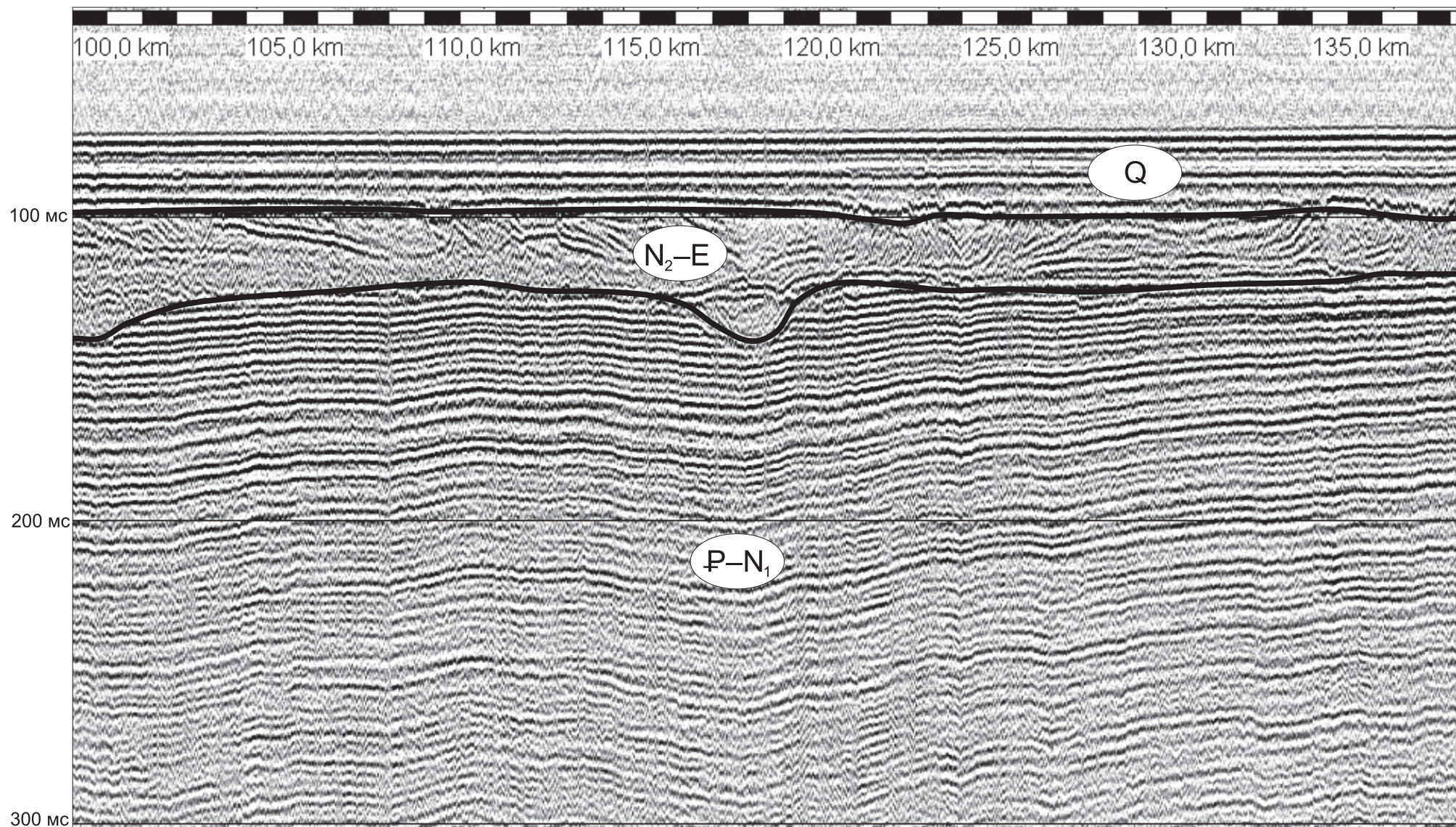
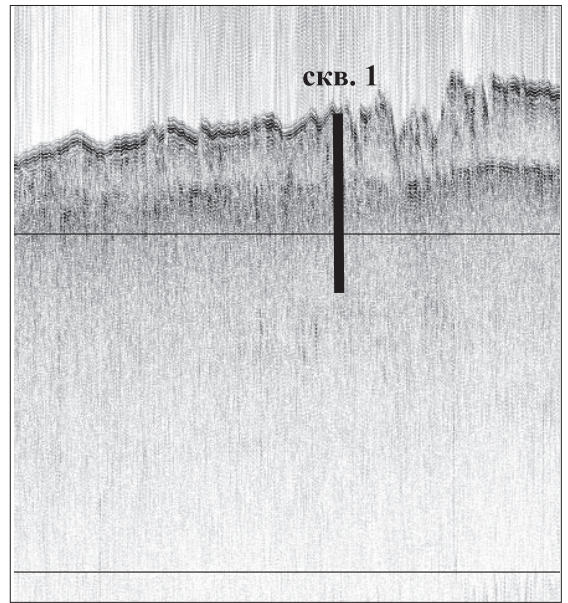
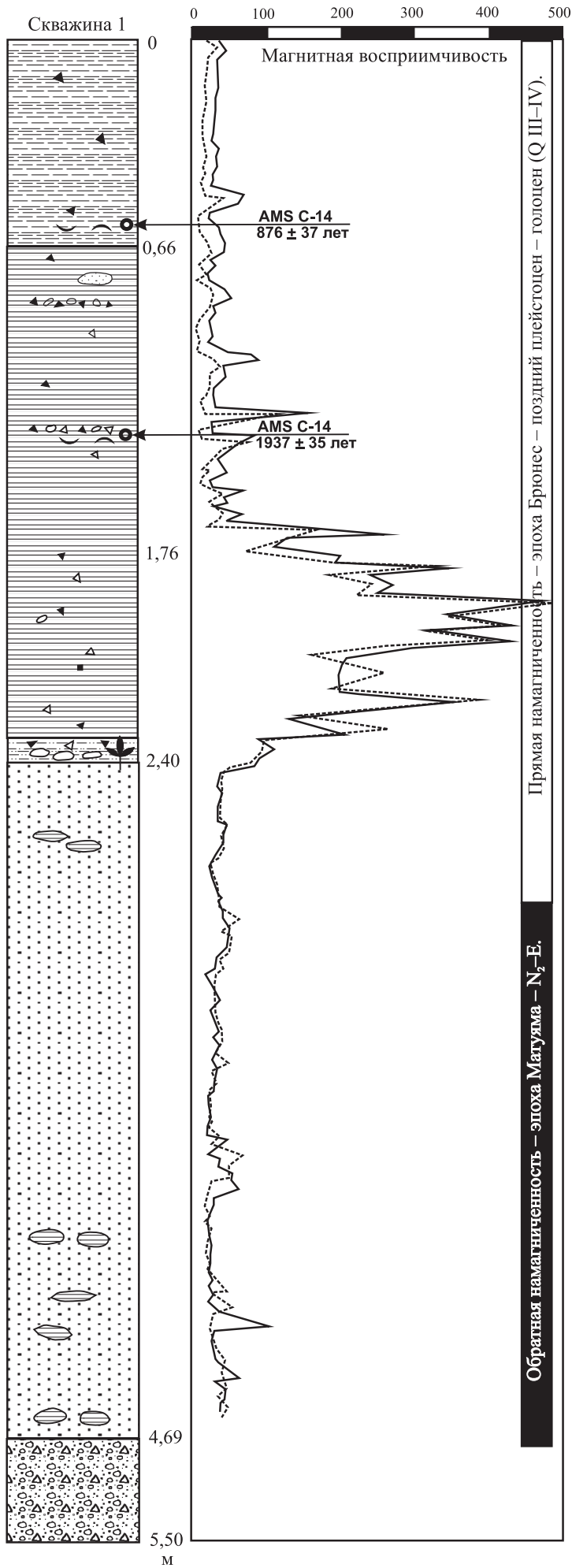


Рис. 5. Фрагмент сейсмоакустического профиля, пересекающего Южно-Чукотский прогиб. Видны поверхности несогласий, отделяющие палеоген-миоценовую часть разреза от плиоцен-четвертичного чехла, который в свою очередь разделен на плиоцен-эоплейстоценовую толщу с клиноформами и горизонтальнослоистую четвертичную толщу. (Составил Е. А. Гусев).





У С Л О В Н Ы Е   О Б О З Н А Ч Е Н И Я

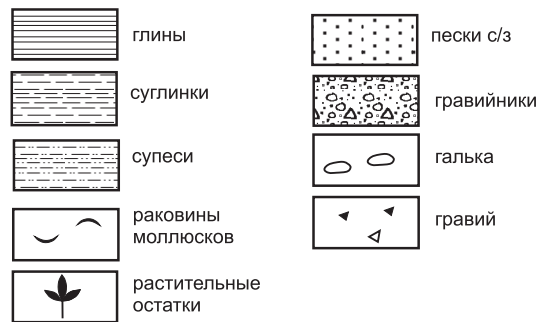


Рис. 6. Разрез скв. 1 у мыса Шмидта.  
(Составил Е. А. Гусев).

По-видимому, верхние части этих отложений описаны А. И. Кыштымовым [95] в пределах суши, на междуречье Амгуэма–Экутваам, где они вскрыты расчистками 60-метровой морской террасы в интервале абс. выс. 20–40 м. Отложения здесь представлены темно-серой супесью с линзовидной слоистостью, мелкозернистым песком с включениями гравия и мелкой гальки. К этому же возрасту относятся отложения, вскрытые в нижнем течении р. Койвэльвэгыргын. Здесь разрез слагают песчано-галечные слои с пропластками галечника (3–5 м) преимущественно кварцевого состава. Залегают они на коре выветривания в интервале абс. выс. от –20 до –30 м. Состав водных вытяжек и фораминифер из этих слоев позволяет предположить, что осадки формировались в устьевом участке эстуарного типа. Аналогичные отложения установлены и в нижнем течении р. Эквиватап на абс. выс. около –30 м.

В комплексе фауны из морских отложений нижнеэнмакайской подсветы [19], верхняя часть которой может быть сопоставлена с картируемой на шельфе сейсмопачкой, преобладают арктобореальные и бореальные виды с широким возрастным диапазоном обитания – от миоцена до наших дней – *Mya truncata* Linne, *Aslarte borealis montagui* (Dill.), *A. borealis* Greg., *A. alasensis* Dell., *Hiatella arctica* L., *Macoma calcarea* Gmel., *Cardium ciliatum* Fabr., *Natica* sp. и др.

В комплексе фораминифер преобладают эльфидиеллы [51], среди которых доминируют *Elphidiella quasioregonensis* Guld., морфологически близкие к виду *E. oregonensis* (Gushm. and Grant) из верхнеплиоценовых отложений Аляски.

В спорово-пыльцевом комплексе отложений доминируют *Betula*, *Alnaster*, сопутствуют *Alnus*, *Ericales*, *Gramineae*, *Sphagnum*, *Bryales*, примесь *Corilus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Acer*, *Tilia*, *Abies*, *Picea*, *Larix*, *Taxodiaceae*. В составе диатомей доминируют неритические и сублиторальные формы *Concinodiscus marginalis* Ehr., *Thalassiosira* sp., *Melosira sulcata* (Ehr.) Kuts., *Cosmiodiscus* sp. Наличие вымерших форм (до 40%), а также свойственных позднеплиоцен-раннечетвертичному времени *Thalassiosira nidulis* (Temp. et Brun.) Jouse, *T. graviola* Jouse, *Cocconeis pinnata* Greg., *Diploneis smlthii* var *borealis* Grun., *Denticula Kamtchaliea* Zab. указывает на принадлежность их к верхнему плиоцену–нижнему звену четвертичной системы.

Палеомагнитные данные, полученные в стратотипических разрезах нижнеэнмакайской подсветы на территории соседнего листа R-60 [19] в нижнем течении р. Рывеем, отвечают границе Брюнес–Матуяма – 0,69 млн лет назад, а стратиграфически ниже – эпизоду Харамильо – 0,89–0,96 млн лет назад.

На шельфе Чукотского моря плиоцен-эоплейстоценовые отложения заполняют врезы и переуглубления, выработанные в подстилающих породах кайнозоя. На сейсмоакустических разрезах эта сейсмопачка представлена либо в виде хаотических сейсмофаций, либо в виде слоистых клиноформных структур. Подошва плиоцен-эоплейстоценовых отложений является самым ярким несогласием верхней части осадочного чехла. Поверхность несогласия очень изрезана, амплитуды перепадов глубин достигают 50 м.

Врезы в доплиоценовых породах являются палеодолинами позднемiocеновых–раннеплиоценовых(?) рек, дренировавших Чукотский полуостров и Аляску. Часть палеодолин, расположенных в северо-восточной части площади листа, берут свое начало у берегов Аляски [74].

Плиоцен-эоплейстоценовые осадки вскрыты двумя скважинами в пределах Чукотского шельфа [22]. Обе скважины находятся в проливе Де-Лонга, отделяющем о-в Врангеля от Чукотского побережья.

В скв. 1, расположенной неподалеку от мыса Шмидта (рис. 6), плиоцен-эоплейстоценовые осадки вскрыты в интервале 3–5,5 м. В этом интервале выделяется зона обратной полярности, соответствующая, по всей вероятности, ортозоне Матуяма. В пробах этого интервала определены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие лесной тип растительности периода потепления климата в позднем плиоцене–эоплейстоцене. Основу спектров составляют древесные и кустарниковые растения. Среди древесных преобладают хвойные семейства Pinaceae: *Pinus sibirica* – 18–23%, *P. silvestris* – 5–11%, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 8–17%; мелколиственные древесные – *Betula* ex. sect. *Albae* – 8–13%, *Salix* sp. – 0–5%, *Alnus* sp. – 0–2%; кустарниковые – *Alnaster* sp. – 2–5%, *Betula* sect. *Nanae* – 4–7%. Покрытосеменных травянистых растений немного: семейства Pirolaceae – 3–7%, единично Polygonaceae. Споровые представлены лесными видами папоротников семейства Polypodiaceae – 7–12%, сфагновыми мхами: *Sphagnum* sp. – 17–20% и немного семейств: Lycopodiaceae – 0–2% и Ophyoglossum – 0–2%. В период осадконакопления на территории произрастали леса таежного типа с кедром, сосной, елью, березой. Отмечаются растительные остатки, угольная крошка, спикулы губок и центрические диатомовые водоросли. В пробах данного интервала не обнаружено фораминифер, за исключением призабойной части скважины, где обнаружено 10 раковин плохой сохранности, среди которых преобладают агглютинированные *Eggerella* aff. *advena* (Cushman), наличие которых предполагает достаточно большие глубины формирования вмещающих осадков.

В скв. 2, расположенной в 40 км южнее о-ва Врангеля (рис. 7), плиоцен-эоплейстоценовые породы вскрыты в интервале глубин 5–12 м. С глубины 7 м выделяется зона обратной полярности, соответствующая, по всей вероятности, ортозоне Матуяма. В верхней части этой зоны в скв. 2 наблюдается короткая зона прямой полярности. Возможно, эта зона соответствует участку микрозоны Харамильо общей магнитостратиграфической шкалы. В интервал 1175–539 см попадают 22 пробы с похожими спорово-пыльцевыми спектрами. Осадки содержат большое количество растительных остатков и угольной крошки. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений, особенно растений рода *Pinus*: *Pinus sibirica* – 9–20%, *Pinus* aff. *silvestris* L. – 6–19%, *Pinus* subgen *Haploxyylon* и *Pinus* subgen *Diploxyylon* – 5–15%. Темнохвойных пород меньше: *Picea obovata*, *Picea* sp. – 1–9%. Постоянно присутствует пыльца рода *Tsuga* – 1–3%, *Juniperus sibirica* – 1–2% и единично *Larix*. Среди покрытосеменных растений преобладает пыльца березы древовидной: *Betula* ex. sect. *Albae* – 5–29%, *Salix* sp. – 1–5%, *Alnus* sp. – 3–15%; кустарниковые – *Alnaster* sp. –

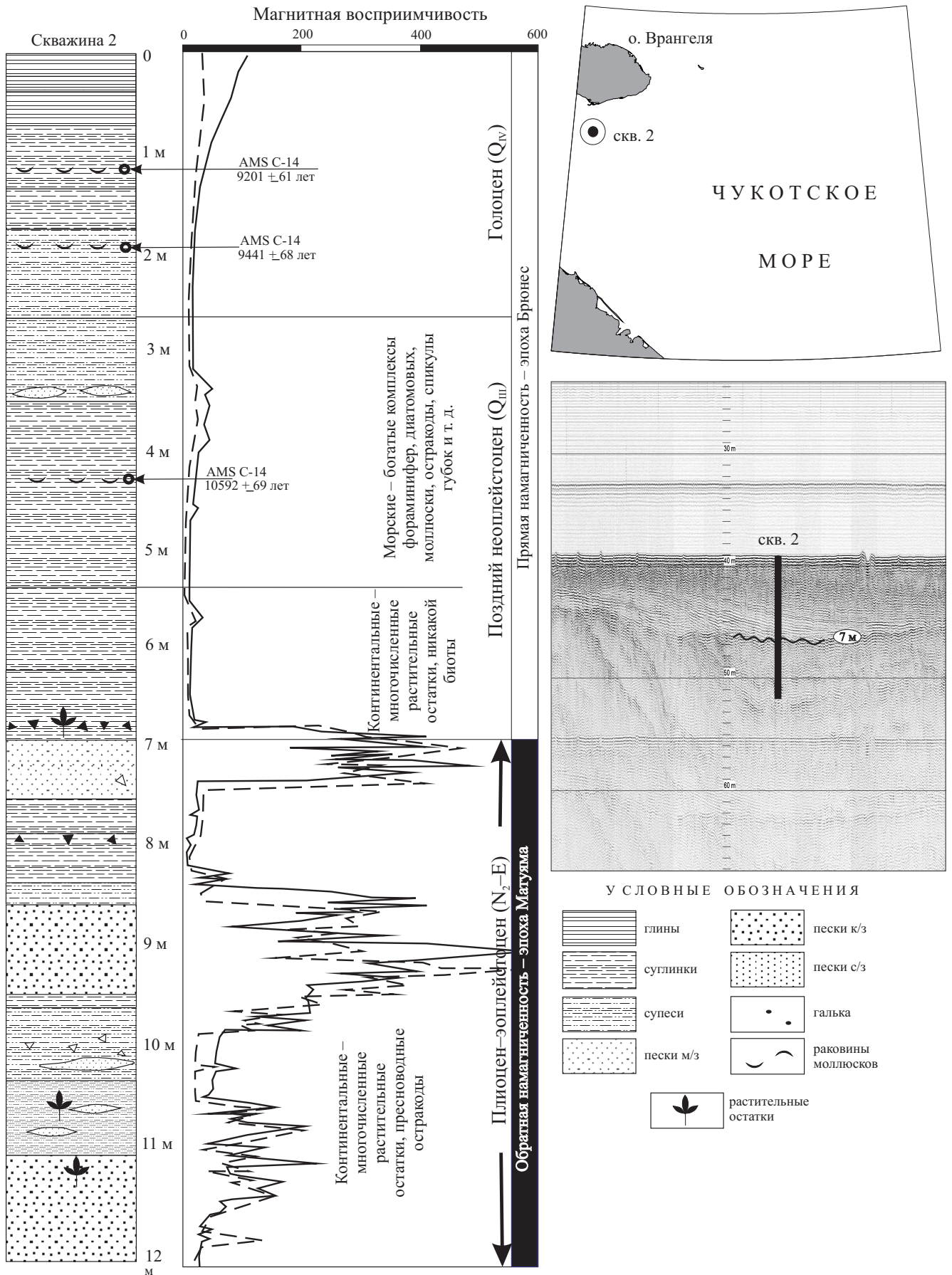


Рис. 7. Разрез скв. 2 к югу от о-ва Врангеля. (Составил Е. А. Гусев).



1–10%. По всему интервалу, во всех пробах определена пыльца умеренно-теплолюбивых растений – от 2 до 9%, большая часть которых содержится в пыльце *Corylus* (*Corylus* cf. *avellana* L., *C. sibirica*, *C. sp.*) – 1–6%, остальные встречаются спорадически в количестве не более 1–2%: *Quercus sibirica* P a n., *Fagus grandifoliiformis* P a n., *Myrica* sp., *Nyssa crassa* P a n., *Carpinus* sp., *Carya* sp., *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 1%, *Platycarya* sp., *Ilex* sp. Пыльца трав и кустарничков в комплексе составляет 3–16% от общего количества пыльцы и спор: семейства Ericaceae – 1–12%, разнотравье – 1–4%, Ranunculaceae – 0–1%, Cyperaceae – 0–6%, Caryophyllaceae – 0–1%, Pirolaceae – 0–1%, Polygonaceae – 0–1%, Chenopodiaceae – 0–1%, Compositae – 0–2%, Umbelliferae – 0–1%, Liliaceae – 0–2%, Sparganium sp. – 0–2%, Typhaceae – 0–2%. Среди споровых растений преобладают споры семейств Polypodiaceae – 7–17%, Sphagnum sp. – 1–14%, единично Lycopodium, Ophyoglossum, Osmunda. Во всех пробах присутствуют споры мхов Breales и единичные зерна спор и пыльцы мезозойского возраста.

Осадки содержат остатки многочисленные (597 экз. на 100 гр. сухого неотмытого осадка) пресноводные остракоды: *Candona* spp., *Cytherissa lacustris*, *Ilyocypris bradyi*. Это типичные представители пресноводной фауны Арктики. Судя по высокой численности створок и таксономическому составу комплекса, эта часть площади была полностью изолирована от моря.

Осадки содержат индекс-вид диатомовой стратиграфической шкалы Северной Пацифики *Actinocyclus oculatus*, стратиграфическое распространение которого ограничено верхним плиоценом–нижним неоплейстоценом (3,9–1,0 млн лет назад). В осадках присутствуют немногочисленные створки таких стратиграфически значимых видов, как *Thalassiosira nidulus* + *T. jouseae*, верхний предел стратиграфического распространения которого в Северной Пацифике установлен на уровне 0,28 млн лет назад Морфологически разнообразные виды рода *Actinocyclus* (*A. curvatulus*, *A. divisus*, *A. ochotensis*) появляются в субарктических районах в плиоцене и являются представителями современного арктически-бореального планктона, однако в арктических морях в настоящее время практически не встречаются. Наличие морфологически разнообразных и, как правило, обильных видов рода *Actinocyclus* является характерным признаком диатомовых ассоциаций конца плиоцена–раннего неоплейстоцена Северной Пацифики и Евразийской Арктики, достаточно высока численность в составе диатомовых ассоциаций рассматриваемого интервала отложений скв. 2 планктонного вида *Puxidicula turris*, что также характерно для энмакайской свиты арктического побережья Чукотки.

Таким образом, в период формирования данной толщи осадков на изучаемой территории произрастали сосново-березовые леса с примесью ели, ольхи, ивы, лещины и редких широколиственных. Среди травянистых растений преобладали влаголюбивые, болотные растения. Безлесные пространства были незначительными. Климат был теплее современного. Подобный палинокомплекс мог сформироваться в плиоцене и может быть сопоставлен с палинокомплексами песцовской свиты Чукотского полуострова [50] и колвинской серии Тимано-Уральского региона (N<sub>2</sub><sup>1</sup>) [25].

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

#### Нижнее звено

Морские отложения (mItn) тундровой свиты выделяются в пределах о-ва Врангеля в районе тундры Академии. Отложения этого возраста были выделены коллективом авторов [73] как «Тундровая трансгрессия» (459–780 тыс лет назад) и представлены морскими террасами и формами рельефа до высот 15–41 м над уровнем моря, распространяющимися в глубь острова на расстояние до 18 км от берега. В долине р. Тундровая встречены наиболее богатые органическими остатками морские осадки нижнего звена. Обнажения фаунистически немых алевроглин находятся на высотных отметках около 40 м в верховьях р. Тундровая, а обнажения с органическими остатками наблюдаются на высотах 15–20 м и протягиваются в глубь острова на расстояние 7 км от берега. Мощность осадков колеблется от 1 до 3 м, осадки представлены мелкозернистым серым алевролитом, включающим раковины морских двустворок хорошей сохранности (парные створки и фрагменты) и гастроподы, окатанную кварцевую гальку и растительный детрит (рис. 8).

В разрезах алевроглины прямо перекрываются горизонтами, обогащенными органическим веществом, включающими древесину с вивианитовыми оторочками. Охарактеризованные органическими остатками осадки содержат редкие, плохой сохранности фораминиферы: *Elphidium excavatum*, *E. albumbilicatum*, *Epistominella* sp., *Cassidulina* sp., *Triloculina* sp. Кроме того, встречаются следующие морские планктонные диатомовые водоросли: *Thalassiosira* spp., *Coscinodiscus* spp., *Paralia sulcata*, а также редкие споры *Chaetoceros*.

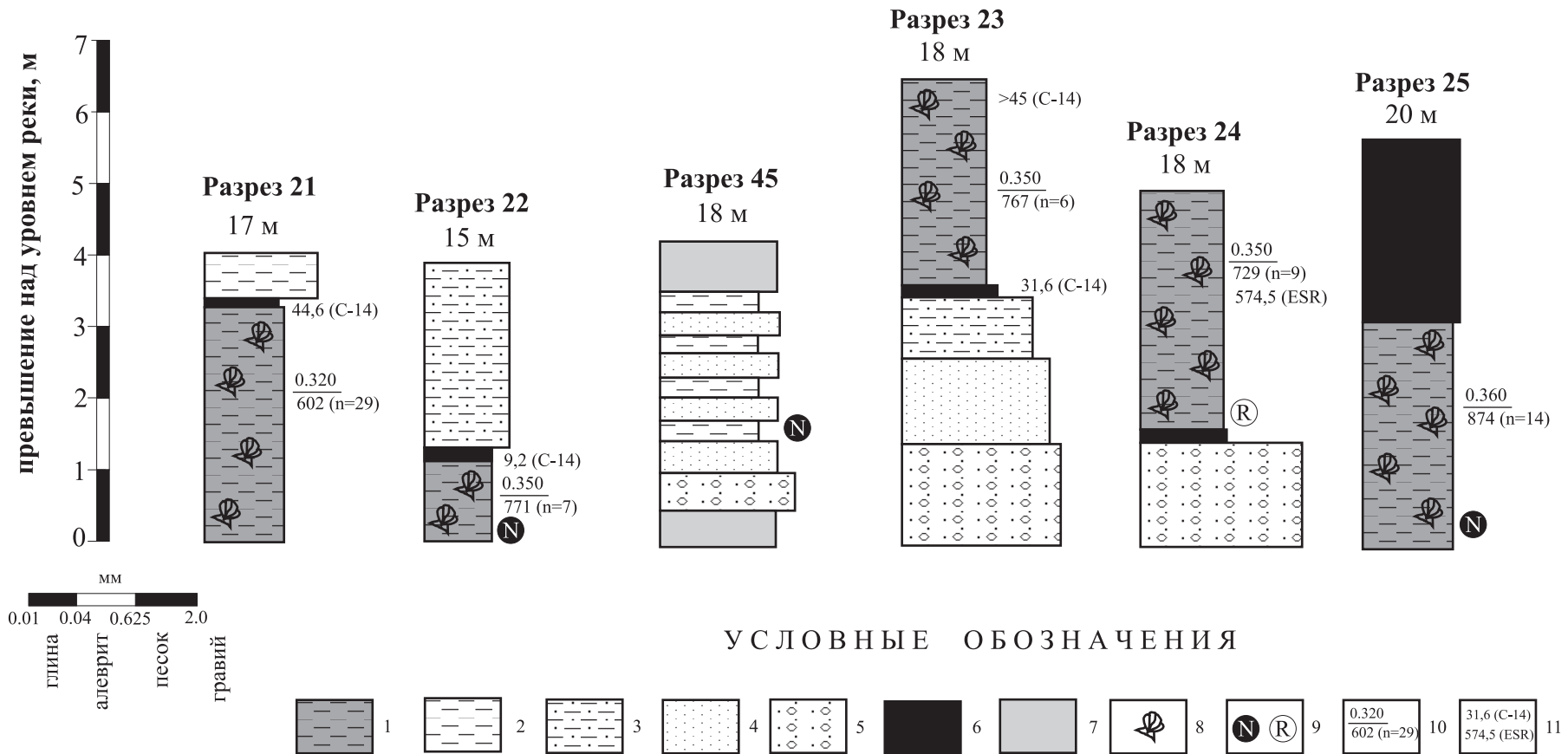
Аминокислотные датировки отложений морских террас долины р. Тундровая показали возраст в интервале 602–874 тыс. лет назад [73]. Радиоуглеродный возраст для одного из разрезов более 45 тыс. лет (по обломкам раковин *Mya*), ESR-возраст определяется по раковинам *Neptunea ventricosa* 574 500 ± 65 400 лет. Все осадки разрезов имеют прямую намагниченность.

#### Среднее звено

Среди среднеоплейстоценовых отложений выделяются морские, ледниково-морские, ледниковые и аллювиальные.

Морские отложения (mII<sub>1</sub>) образуют террасу с абс. выс. 10–16 м у горного обрамления Ванкаремской низменности, на больших участках перекрытую склоновыми отложениями. В низовьях рек Эквыватап, Койвэльвэгыргын, Энмуэм среднеоплейстоценовые морские отложения представлены песками с прослоями гравия и галечника и слагают террасы высотой 30–40 м.

На территории соседнего листа – R-60 [19] в Валькарайской низменности эти отложения выделены в верхнеэнмакайскую подсвиту, имеющую



**Рис. 8.** Обобщенная стратиграфия четвертичных отложений долины р. Тундровая. Разрезы расположены вниз по долине – слева направо. Превышения, данные над разрезами – высоты над уровнем моря. (Составил Е. А. Гусев).

1 – алевритовая глина с галькой, 2 – алеврит и алевроглина, 3 – песчаный алеврит, 4 – мелкозернистый песок, 5 – песок, 6 – торф, 7 – перемещенный материал, 8 – раковины моллюсков, 9 – намагниченность (N – прямая), 10 – абсолютный возраст по аминокислотам, в числителе – коэфф. D/L Asp., в знаменателе – возраст, тыс. лет, 11 – абсолютный возраст (C-14 – радиоуглеродный, OSL – опико-стимулированной люминесценции, ESR – электронно-парамагнитного резонанса).

большой стратиграфический диапазон и залегающую с размывом на песках нижнеэнмакайской подсвиты.

Морской генезис отложений подтверждается находками в них раковин морских моллюсков. Спорово-пыльцевой спектр характеризует ландшафт березово-лиственничных редколесий с соснами и ольшаником. Произрастание подобного типа растительности на северном побережье Чукотки характеризует климат среднеледниковой межледниковья.

Ледниковый комплекс отложений горно-долинного и полупокровного оледенения распространен в южной части листа. Отложения залегают чаще всего на коренных породах, но в ряде случаев перекрывают аллювий неоген-раннеледниковой эпохи.

Ледниковые отложения ( $gII_2$ ) состоят из несортированных валунно-галечных накоплений, щебня, дресвы, сцементированных вязким суглинком, супесью. Эти отложения иногда подстилают флювиогляциальные, местами встречаются в виде слабо выраженных в рельефе конечно-моренных валов, возвышающихся над днищем долин на 10–15 м. Отдельные покровы галечно-валунных отложений, встречающихся на сглаженных водораздельных пространствах в бассейнах рек Кувет и Эквиватап, видимо, также являются остатками размывных донных или основных морен полупокровных ледников.

Флювиогляциальные отложения ( $fII_2$ ) слагают участки холмистых равнин в долинах наиболее крупных рек Экиатан, Тыаут, Койвельвээрғын, Эквиватап и представлены слабосортированными галечниками, песками, супесями, суглинками, глинами, местами с большой примесью валунов. Мощность моренных и флювиогляциальных отложений обычно не превышает 20–30 м. В долине р. Эквиватап скважинами вскрыты флювиогляциальные галечники мощностью до 65 м, залегающие на плиоцен-эоплейстоценовом аллювии.

Спорово-пыльцевые спектры флювиогляциальных и моренных отложений обычно содержат малое количество пыльцы и спор. Преобладает группа недревесных растений. Среди спор доминируют плаунок сибирский, папоротниковые, зеленые мхи. Древесно-кустарниковая группа представлена в основном пыльцой кустарниковой березы, ольховника, ивы. Комплекс характеризует растительность тундры с зелеными и сфагновыми мхами, кустарниками и кустарничками, которая могла существовать в период самаровского оледенения.

Морские отложения верхнеэнмакайской подсвиты ( $mI-II_{en_2}$ ) выделяются в пределах Чукотского полуострова к западу от мыса Шмидта и представлены галечниками, песками с гравием и галькой. Стратотип ее выделен в 1972 г. В. Л. Сухорусловым в 10–15-метровой террасе на р. Ръывеем и у мысов Энмакай и Шмидта, где прибрежно-морские хорошо отсортированные крупно- и среднезернистые пески с гравием и галькой (3–5 м) вскрыты в береговых обрывах. Они являются переходными отложениями от нижнего к среднему звену. В песках встречаются морские моллюски и раковины *Ostreidae*, *Nactridae*, *Veneridae*, диатомеи и единичные фораминиферы (*Elphidium*). Моллюски (*Mytilus edulis* Linnе, *Balanus* sp.), которые свидетельствуют о прибрежно-морских условиях



осадконакопления. У мыса Энмакай пески с размывом залегают на песках нижней подсвиты энмакайской свиты. Лагунно-морские пески с редкой галькой и гравием вскрыты скважинами в низовье р. Амгуэма. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность ольхово-березовых лесов с участием хвойных (ели, лиственницы, сосны) либо березово-лиственничного редколесья с участием сосен, с зарослями ольшаника и болотными злаково-разнотравно-полынными ассоциациями. Состав растительности характеризует климат межледниковья. По данным палеомагнитного анализа, отложения верхней подсвиты имеют прямую намагниченность и относятся к эпохе Брюнес.

Морские отложения ( $^8mI-II$ ) нижнего-среднего звеньев нерасчлененные выделяются на шельфе Чукотского моря в составе сейсмопачки ССП-III. На сейсмоакустических профилях в поле отраженных волн эта пачка представлена параллельными динамически слабо выраженными пунктирными рефлекторами, что говорит о существенно глинистом составе отложений. Грунтовыми трубками и скважинами пачка не вскрыта, однако в перекрывающих позднелепистоценовых отложениях, изученных в скважинах и ядрах грунтовых трубок, часто встречаются переотложенные раннелепистоценовые микрофауна, диатомовые водоросли, споры и пыльца.

### Верхнее звено

Верхнелепистоценовые отложения среди рыхлых образований района развиты наиболее широко. К этому возрасту относятся аллювиальные, аллювиально-озерные, озерно-болотные, морские, лагунные, дельтовые и ледниковые накопления.

Аллювиальные отложения эльвеной веемского горизонта (начало верхнелепистоценового времени) ( $aIIIel$ ) слагают террасы высотой до 12 м в наиболее крупных речных долинах, не подвергавшихся позднелепистоценовым оледенениям (реки Экиатап, Этакунь, Тьяут, Койвэльхвээргин и др.), а также встречены в погребенном состоянии.

Отложения встречаются в погребенном состоянии в Валькарайской низменности, в долинах рек Койвэльхвээргин, Экиатап. Они представляют собой песчано-гравийно-галечные отложения, залегающие на коренных породах. Мощность их достигает 20 м. Спорово-пыльцевой спектр их представлен недревесными (14,6–20,4%): верескоцветные, осоковые, лютиковые, крестоцветные. Споры (27,4–46,5%) в основном сфагновых мхов и папоротников. Древесно-кустарниковую группу (36,5–54%) составляют береза, гаплоидная сосна, ольха, единичные зерна ели, лиственницы. Данный комплекс характеризует период первого позднелепистоценового межледниковья. Отложения местами перекрыты песчано-галечными слоями, содержащими более холоднлюбивые спектры и, по-видимому, соответствующими времени зырянского похолодания. Между аллювием эпох потепления и похолодания здесь не наблюдается четких стратиграфических и геоморфологических границ, поэтому предполагается, что его формирование происходило в течение всей первой половины позднелеп-

плейстоценового времени. Радиоуглеродные датировки древесины из погребенного аллювия р. Пильгынкууль (данные по соседнему листу – R-60 [19]) с глубины 6,7 м от поверхности – более 60 000 лет.

Морские отложения эльвенеивеемского горизонта (mIIIel) слагают террасу высотой от 17 до 23 м в нижнем течении рек Амгуэма и Экугваам, представлены песчано-галечными накоплениями с подчиненным значением гравийно-галечных прослоев. На правобережье р. Амгуэма в уступе террасы вскрыты расчисткой переслаивающиеся пески, супеси, оторфованные с включениями мелкой гальки и гравия, гравийные прослои с мелкой галькой, линзы торфа и илов с остатками зеленых водорослей. Мощность вскрытых отложений – 7 м. По составу это осадки полностью или частично отделенных от моря лагун и береговых баров.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений доминирует пыльца трав. В древесной группе по всему разрезу содержится пыльца древовидной березы (12,2–18,1%), ольхи (7–11%), ивы (до 5%), а для нижних слоев характерно богатство хвойных: елей (до 4%), сосны диплоидной (до 5,4%) и гаплоидной (14,6–16,8%). Палинокомплекс характеризует лесотундровую растительность с островными лесами, что типично для эпохи казанцевского межледниковья.

В супесях обнаружены спикулы губок и определены единичные виды морских диатомовых водорослей *Melosira sulcata* (Ehr.) Kutz., M. s. var. *sibirica* Grun, *Hyalodiscus Olsoletus* Sheshuk и др., а также пресноводно-солонowodные *Stauroneis phoenicenteron* f. *Signata* Meist и пресноводные *Melosira scabrosa* Oestr., *Eunotia praerupta*, *Pinnularia alpino* W. SM [19].

Ледниковый комплекс отложений первой стадии позднеплейстоценового оледенения выполняет днища долин и межгорных понижений горной юго-западной части территории.

Морские отложения краснофлаговой свиты (mIIIkr) представлены осадками, слагающими формы рельефа высотой 4–7 м над уровнем моря в долинах рек Красный Флаг и Насхок на о-ве Врангеля. Отложения представлены алевроитовыми глинами, мелкозернистыми и гравийными песками. Микропалеонтологический анализ алевроитовых глин показал редкую встречаемость остатков, диатомовые водоросли представлены неидентифицируемыми фрагментами.

Алевроитовые глины с прямой полярностью (мощностью до 1 м) обнажаются в основании большинства разрезов в долине р. Красный Флаг и иногда содержат линзы и прослои среднезернистых песков (рис. 9) [73]. Коэффициент D/L Asp ( $n = 7$ ) (по обломкам раковин из базальных, крупнозернистых промытых песков, залегающих на абс. отм. 3 м на берегу р. Красный Флаг) составил 0,13. Это позволяет оценить возраст в пределах 57 977–91 001 лет, с наиболее вероятной датой 72 600 лет, если учесть эффективную температуру диагенеза 14 °С. По раковинам из этого же обнажения получен радиоуглеродный возраст  $40\,400 \pm 1300$   $^{14}\text{C}$  лет, что, возможно, отражает минимальный возраст (неконечная датировка). Возраст из прослоя алевроитовой глины из вышелегающих песков, определенный методом OSL, показал значение  $68\,700 \pm 5800$  лет [73].

Ледниковые отложения китепского горизонта (gIIIkt) составляют валы конечных морен в средних частях рек Койвельхвээргин, Ращельховгача, Тьяут, Рыкнатийнен. Морены состоят из несортированного разноразмерного галечника, валунов, глыб, дресвы с суглинком или супесью. По данным бурения, мощность моренных отложений местами достигает 100 м.

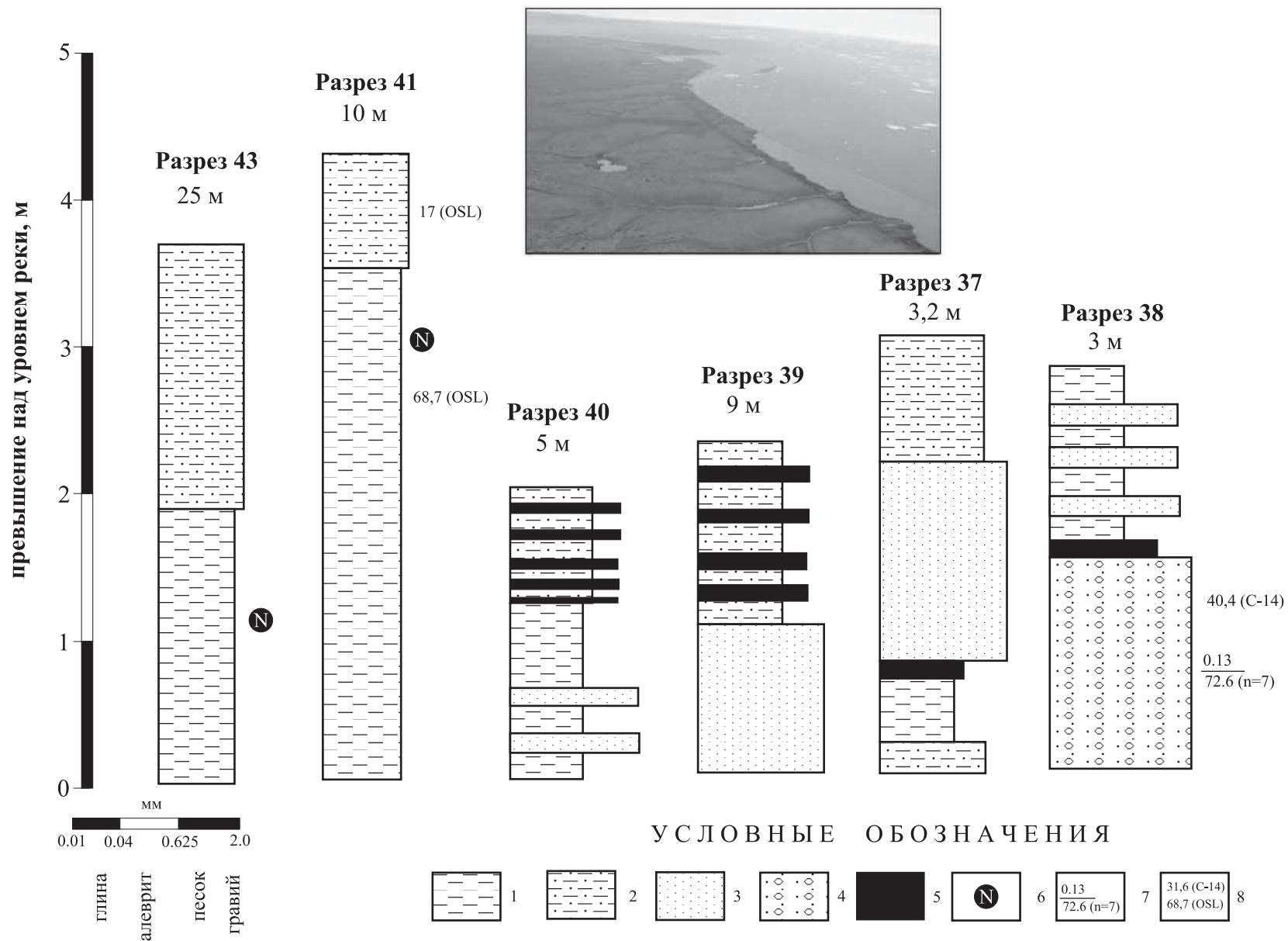
Флювиогляциальные отложения китепского горизонта (fIIIkt) слагают участки холмисто-западного, камового рельефа в межгорных понижениях, участвуют в строении террас высоких уровней в долинах рек Эквиватап, Тьяут и др. В составе отложений преобладает разноразмерная и разноокатанная галька с примесью валунов и щебня, прослоями гравия, песка, супеси, часто выклинивающимися или резко меняющимися мощностью. Сортировка материала слабая. Поздненеоплейстоценовые моренные и флювиогляциальные отложения отличаются от средненеоплейстоценовых лучшей сохранностью образованных ими ледниково-аккумулятивных форм рельефа.

Как моренные, так и флювиогляциальные фации пород слабо насыщены пылью. В древесно-кустарниковой группе (4,7–41 %) преобладает пыльца кустарниковой березы, ивы, встречаются единичные зерна пыльцы гаплоидной сосны. Среди недревесных (7,6–65,4 %) преобладает пыльца полыни, гвоздичных, верескоцветных. В группе спор (до 87,7 %) преобладают: плаунок сибирский (до 87,7 %), папоротники. Спектры характеризуют тундровую растительность, которая могла существовать в эпоху зырянского оледенения.

Аллювиальные отложения лонговского горизонта (aIIIn) охватывают вторую половину поздненеоплейстоценового времени и слагают вторую надпойменную террасу в долинах рек Экиатап, Тьяут и др. Отложения представлены галечниками, песками. Общая мощность – до 10 м. В горной части территории преобладают галечники, местами с примесью валунов, вложенные в породы ледникового комплекса. В равнинной и предгорной части они слагают участки озерно-аллювиальных равнин-террас, где в составе отложений преобладают песчано-гравийные отложения, пески, илы с линзами льдов, торфяники, местами содержащие остатки костей мамонта позднего типа.

Морские отложения лонговского горизонта (mIIIn) образуют террасы второго уровня на побережье лагун Амгуэма, Вывывьял, Нутэвы, Тынкургин-Пильхин и Тэнкэргынмангкы, а также участки островных баров высотой до 6–8 м. В разрезах баров лагуны Тынкургин-Пильхин вскрываются пляжевые пески с четкой косой и перекрестной слоистостью мелководья. Морские верхненеоплейстоценовые осадки обычно перекрывают плиоцен-эоплейстоценовые; они представляют собой переслаивание песков, супесей с гравием и галькой, илов с линзами глины. В верхах разреза увеличивается количество прослоев песков. Мощность отложений – до 15–17 м.

В спорово-пыльцевых спектрах аллювиальных и морских отложений лонговского горизонта в отличие от ледниковых зырянского времени, повышено содержание пыльцы верескоцветных кустарничков, увеличивается



**Рис. 9.** Обобщенная стратиграфия четвертичных отложений долины р. Красный Флаг. Разрезы расположены вниз по долине – слева направо. Превышения, данные над разрезами – высоты над уровнем моря. (Составил Е. А. Гусев по материалам [73]).

1 – алеврит и алевроглина, 2 – песчаный алеврит, 3 – мелкозернистый песок, 4 – песок с гравием, 5 – торф, 6 – намагниченность (N прямая), 7 – абсолютный возраст по аминокислотам, в числителе коэфф. D/L Asp., в знаменателе возраст, тыс. лет, n – расчетный коэффициент, 8 – абсолютный возраст, тыс. лет. (C-14 – радиоуглеродный, OSL – опико-стимулированной люминесценции).



количество спор сфагновых мхов, что указывает на некоторое потепление климата, свойственное каргинскому межледниковью.

Ледниковые отложения второго верхнеплейстоценового оледенения (искатеньского горизонта) (gIIIis) развиты ограниченно на междуречье Экиатап–Койвельхвээргин. Это небольшие конечные и донные морены, выполняющие днища каров в истоках ручьев на абс. выс. 800–1000 м. Они состоят из беспорядочного нагромождения глыб, валунов различных размера и степени окатанности, щебня, дресвы, слабоокатанной гальки, супесей, суглинка, в большинстве случаев залегающих непосредственно на коренных породах. Мощность отложений – до 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры отложений характеризуют тундрово-степные сообщества фазы похолодания, что в совокупности с геоморфологическим положением дает основание для отнесения их образований к эпохе сартанского оледенения. В масштабе карты контуры отложений не выражаются.

Морские нерасчлененные отложения верхнего звена (<sup>s</sup>mIII) на шельфе Чукотского моря выделяются в сейсмопачку ССП-II, характеризующуюся горизонтально-слоистой структурой. В составе отложений преобладают пески, переслаивающиеся с галечниками, супесями с линзами алевроитов. Общая мощность толщи – от 10 до 20 м.

В пределах шельфа морские осадки верхнего звена выходят на поверхность морского дна в пределах банки Геральд, а также вокруг о-ва Врангеля. Осадки вскрыты грунтовыми трубками и скважинами и представляют собой алевропелиты, алевроиты и пелиты с примесью песка, раковинами морских моллюсков. Осадки вмещают комплексы фораминифер, в основном бореального и арктически-бореального типа, которые могли существовать в неглубоких опреснённых бассейнах с пониженной придонной температурой.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют лесотундровый тип растительности в позднем плейстоцене. Доминируют травянистые и споровые растения: разнотравье – 8–27%, семейства Chenopodiaceae – 0–2%, семейств Сурегасеae – 5–19%, Ranunculaceae – 1–4%, Caryophyllaceae – 0–1%, Compositae – 1–10%, Pirolaceae – 1–4%, споры семейства Polypodiaceae (*Atirium filix-femina*, *Osmoclea* L.) – 9–28%, *Sphagnum* sp. – 3–13%, *Lycopodium* sp. – 0–1%, *Ophyoglossum* sp. – 0–1%. Из древесных и кустарниковых форм определены *Betula* ex. sect. *Albae* – 2–5%, *Alnaster* – 1–10%, *Salix* sp. – 4–10%, *Betula* sect. *Nanae* – 8–15%, *Juniperus sibirica* – 0–2%, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 0–5%, *Pinus sibirica* – 0–6%, *P. silvestris* – 0–4%. Переотложенных форм палеозойского возраста – не более 3%, присутствуют в большом количестве растительные остатки, угольная крошка, спикулы губок и единичные пенатные и центрические диатомовые водоросли, споры мхов *Braeales*.

Морские осадки характеризуются максимально высокими концентрациями диатомей, преобладанием аркто-бореальных и биполярных планктонных неритических и панталассных видов, присутствием относительно тепловодных берингоморских видов диатомей. Доминируют холодноводные неритические и панталассные виды *Thalassiosira Antarctica* + *T. grandid*

(до 55%), а также *Thalassiosira nordenkioeldii* (до 22%), *Bacterosira bathyomphala* (до 11%), *Chaetoceros diadema* (до 18%). Ледово-морские диатомеи встречаются во всех исследованных образцах (суммарные концентрации составляют от 129 тыс. створок/г до 1,436 млн створок/г). Наибольшую численность в группе ледово-морских диатомей имеют *Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *Attheya septentrionalis*, *Detonula confervaceae*, *Nitzschia polaris*.

Осадки содержат комплекс остракод: *Heterocyprideis sorbyana*, *Rabilimis* sp., *Cytheromorpha macchesneyi*. Состав этого комплекса может свидетельствовать об обстановке внутреннего шельфа со средними глубинами.

Характерной особенностью ассоциаций водных палиноморф в морских осадках верхнего звена является преобладание в их составе пресноводных зеленых водорослей (до 95%). Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, типичными для пресноводных водоемов северной Евразии и Северной Америки. В осадках присутствуют также морские цисты динофлагеллат. В видовом составе доминируют холодноводные виды *Islandinium minutum* (39%), *Echinidinium karaense* (26%) и *Islandinium? cezare* (9%), типичные для арктических морей и способные выдерживать значительное опреснение. Присутствие в видовом составе диноцист вида *Operculodinium centrocarpum* и его морфологических разновидностей (24%) указывает на поступление берингово-морских вод.

Озерно-аллювиальные нерасчлененные отложения верхнего звена (IaIII) слагают участок побережья в устьевой части р. Экиатап и равнины на о-ве Врангеля. На Чукотском полуострове они представлены галечниками, песками, торфяниками и гравийно-песчаными слоями общей мощностью от 5 до 10 м, залегающими с размывом на среднечетвертичных морских отложениях. Судя по составу, геоморфологическому положению и характеру переслаивания, это отложения выдвигающихся дельт, где аллювиальные и пролювиальные осадки тесно ассоциируют с озерными и лагунными. Радиоуглеродные датировки торфа и древесины из этих отложений соответственно  $11\ 100 \pm 100$  и  $10\ 600 \pm 100$  лет [19]. На о-ве Врангеля они, по-видимому, имеют меньшую мощность, чем на континентальной части территории, содержат пресноводные диатомеи и залегают на морских отложениях палеоген-неогенового возраста [84].

### Современное звено

К современному звену относятся голоценовые отложения различного генезиса: морские, аллювиальные, пролювиальные, озерно-болотные, прибрежно-морские и склоновые.

Морские голоценовые отложения (mH) развиты на большей части шельфа Чукотского моря и выделяются только на сейсмограммах профилографа в сейсмопачку ССП-1. Голоценовые морские осадки отображаются в виде акустически прозрачной толщи. Ее «прозрачность» обусловлена водонасыщенностью и тонким составом осадочного материала. Эти осадки почти повсеместно плащеобразно перекрывают нижележащие

образования. Они не выделяются на всей протяженности профилей лишь по той причине, что их мощность, как правило, меньше разрешающей способности сейсмоакустического метода. Мощность комплекса варьирует от нескольких сантиметров (по данным геологического пробобора) до 20 м. Скорость распространения упругих колебаний принималась 1500 м/с.

Гранулометрический состав голоценовых морских осадков в значительной мере контролируется сложной гидродинамикой вод в Чукотском море – штормовым волнением, подводными течениями, а также зависит от состава подстилающих отложений. Поэтому часто наблюдается резкая смена по латерали почти чистых пелитов песками, локальные участки распространения среди песков алевритовых пелитов и др.

В разрезе морские голоценовые осадки Чукотского шельфа подразделяются по климатическим условиям на раннеголоценовые (голоценовый климатический оптимум) и позднеголоценовые (более холодные). Раннеголоценовые осадки южной части Чукотского моря изобилуют морскими моллюсками, фораминиферами, диатомовыми водорослями, остракодами, водными палиноморфами (зеленые водоросли, динофлагеллаты и т.д.). Для комплексов моллюсков, полученных из образцов раннеголоценовых осадков, характерна низкая видовая изменчивость. В комплексах преобладают остатки раковин *Macoma calcarea* (Gmelin), в подчиненном отношении присутствуют *Astarte (Tridonta) borealis* (Schumacher), остальные виды двустворчатых моллюсков присутствуют в единичных экземплярах. Остатки раковин Gastropoda встречены всего в трех образцах.

В целом комплексы макрофауны являются бореально-арктическими и аналогичны современным, которые характерны для морских бассейнов восточного сектора Арктики и севера Пацифики – для зон верхней сублиторали с соленостью, близкой к нормальной.

Позднеголоценовые осадки значительно обеднены органическими остатками по сравнению с раннеголоценовыми. По спорово-пыльцевым спектрам верхи разреза выявляют дальнейшее похолодание климата, растительность становится тундровой, близкой к современной. Господствуют травянистые споровые растения (56–70%): сем. Polypodiaceae – 26–46%, *Sphagnum* sp. – 10–44%, *Lycopodium alpinum* – 0–2%; разнотравье – 4–8%, семейств Cyperaceae – 2–4%, Pirolaceae – 2–6%, Compositae – 0–2%. Кустарниковые представлены ивой *Salix* sp. – 2–8%, *Betula* sect. *Nanae* – 4–10%, *Alnaster* sp. – 4–12%. Древесных немного: *Betula* ex. sect. *Albae* – 0–6%, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 0–8%, *Pinus sibirica* – 0–2%, *Juniperus sibirica* – 0–2%. Отмечаются растительные остатки, угольная крошка, спиккулы губок, единичные центрические диатомовые водоросли, споры мхов *Breales*.

Комплексы фораминифер из позднеголоценовых осадков содержат от 6 до 12 видов, в основном аркто-бореальных бореально-арктических фораминифер. Основным представителем является *Retroelphidium atlanticum*, меньше букцелл, хайнезин, криворельфидиумов и т.д., присутствуют песчаные фораминиферы.

В позднеголоценовых осадках разнообразно представлены относительно тепловодные виды морских планктонных диатомей (*Actinocyclus curvatulus*, *A. divisus*, *Chaetoceros debilis*, *Coscinodiscus radiatus*, *Proboscia*

*alata*), распределение которых в Чукотском море соответствует распространению на его шельфе берингоморских вод, что однозначно указывает на увеличение адвекции берингоморских вод в изученный район моря в данных период.

Осадки содержат комплекс остракод: *Normanicytere leioderma*, *Elofsonella concinna*, *Sarsicytheridea macrolaminata*, *S. bradii?*, *Acanthocythereis dunelmensis*. В целом данный набор видов свидетельствует о мелководной обстановке и возможном небольшом опреснении.

В составе ассоциаций диноцист доминируют цисты автотрофных (фотосинтезирующих) динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* с морфологическими разновидностями (32%), а также присутствуют виды-индикаторы поступления берингоморских вод *Pentapharsodinium dalei* (2%) и *Spiniferites elongatus* (3%), наличие которых в ассоциациях диноцист является характерной особенностью современных и голоценовых осадков Чукотского моря.

Судя по радиоуглеродным датировкам, полученным из кернов скважин в проливе Де-Лонга, скорости осадконакопления были велики в раннем голоцене и стали значительно меньше в позднем. В скв. 1, пробуренной неподалеку от мыса Шмидта, получены следующие датировки: 0,5 м – 876±37 лет назад (AA75303), 1,15 м – 1937±35 лет назад (AA75302); в скв. 2, пробуренной южнее о-ва Врангеля, получены следующие датировки: 1,25 м – 9201±61 лет назад (AA75301), 1,95 м – 9441±68 лет назад (AA75300), 4,28 м – 10592±69 лет назад (AA75299).

Прибрежно-морские голоценовые отложения ( $m_{prH}$ ) образуют маломощный покров песчано-алевритовых осадков, образующих подводные формы типа баров и распространенные в поле глубин от 0 до 40 м. На листе прибрежно-морской ундалювий выделяется вокруг о-ва Врангеля и вдоль Чукотского побережья. Мощность прибрежно-морских отложений – до 10–15 м.

Современные пляжевые отложения ( $m_{plH}$ ) образуют террасу высотой до 4 м, слагая современные пляжи и бары, состоящие из песка, гравия, реже галечника. Вблизи устьев крупных рек и абразионных берегов развиты песчано-галечные и галечно-валунные пляжи, террасы и береговые валы. Мощность пляжевых накоплений – до 10 м. В спорово-пыльцевых спектрах отложений первой надпойменной и первой морской террасы отмечается значительное преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 69%), среди которой присутствует пыльца кедрового стланика; группа пыльцы недревесных менее распространена. Время накопления отложений первой террасы соответствует послеледниковому температурному оптимуму, последовавшему за сартанским похолоданием. Радиоуглеродные датировки торфа из первой надпойменной террасы низовьев рек Амгуэма и Вывыткар – от 1870±250 до 9600±70 лет [19].

Современные лагунные отложения ( $m_lH$ ) – это донные и прибрежные осадки лагун, полностью или частично отделенных от моря береговыми валами, состоят преимущественно из разнозернистых песков, супесей, суглинков. Мощность лагунных осадков – до 3–5 м.



Аллювиальные отложения (аН) слагают русла, пойму и первую надпойменную террасу современных водотоков высотой 2–4 м. Аллювий горных районов Чукотки и о-ва Врангеля в основном состоит из галечника.

В долинах наиболее крупных рек в составе надпойменной террасы в верхах разреза обычно выделяется пойменная фация аллювия, представленная косослоистыми песками, супесями, торфяниками. В низовьях крупных рек и равнинной части территории аллювий состоит из песка с примесью гравия, разнозернистого песка, супесей. Мощность современного аллювия – от 2 до 10 м. Озерные осадки слагают узкие (1–5 м) пляжи и участки озерных террас, возвышающихся над уровнем озер на 0,2–0,6 м, состоящих из песка, гравия, реже галечника. Озерно-болотные отложения развиты в низменностях, приурочены к котловинам зарастающих озер, представлены торфяниками, илами, песками. Мощность озерных и озерно-болотных отложений – первые метры, в масштабе карты контуры их не выражаются.

### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К нерасчлененным отложениям отнесены отложения склонового ряда, сплошным чехлом покрывающие водораздельные пространства горной части района. Мощность их – от 0,5–1 м на водоразделах до 4–6 м у подножия склонов. Среди них выделяются элювиальные, коллювиальные, делювиальные и солифлюкционные отложения. Обычно эти образования встречаются совместно, поэтому на карте выделены площади с преобладающим значением того или иного типа отложений, а также отложений сложного генезиса.

Элювиальные отложения (е) распространены на уплотненных водоразделах низкогорной части района, окаймляющих приморскую низменность. Они представлены щебнем и глыбами с суглинистым заполнителем на терригенных породах. На участках развития гранитоидов большую роль в составе элювия играет дресва.

Элювиально-коллювиальные отложения (ес) покрывают гребни водоразделов, крутые склоны наиболее возвышенных горных групп и на участках альпинотипного рельефа прерываются выходами коренных пород. Состав их – глыбы и щебень с дресвой, часто почти не связанные мелкоземом.

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) распространены на склонах средней крутизны, представлены щебнем, реже глыбами с суглинистым, супесчаным и дресвяным заполнителем.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) развиты на пологих склонах низкогорья. Обычно на верхних частях склонов преобладает щебнево-суглинистый материал, постепенно сменяющийся вниз по склону суглинистым с примесью щебня и дресвы. Местами делювиально-солифлюкционные шлейфы перекрывают частично или полностью аллювий небольших долин. Для поверхности делювиально-солифлюкционных отложений характерны ложбины стока временных потоков, солифлюкционные наплывы и террасы.

---

---

## ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные донные отложения акватории листа R-1, 2 изучены грунтовым опробованием в малой степени и недостаточно равномерно. В основу литологической карты положены материалы по 125 грунтовым станциям с количественными гранулометрическими анализами (96 из них получены в рейсе 2006 г.), из которых 38 обеспечены и минералогическими анализами [90, 93, 107, 102]. Также были использованы картографические обобщения как упомянутых исследований, так и некоторых других [87, 89, 91, 94, 40, 103, 109].

### Основные факторы седиментогенеза

Попытка определить вероятные источники поступления терригенного материала для акватории листа приводит к выводу, что в первую очередь должны быть названы абразия берегов и дна и принос взвесей Тихоокеанским течением, в качестве добавочного источника – речной сток.

Эоловый снос с суши не может иметь существенного значения в поставке осадочного материала из-за почти круглогодичного присутствия льдов, создающих своеобразную «крышу» и специфики развития ландшафтов на материковой суше.

Данных по влиянию термоабразии берегов и дна на объемы и скорости седиментации, к сожалению, нет. Учитывая наличие термокарстовых образований на аккумулятивных прибрежных равнинах о-ва Врангеля и упоминания о возможно криогенной текстуре осадков на отдельных участках морского дна [89, 109], можно сделать вывод, что термоабразия может быть одним из источников терригенного материала. Однако нет оснований предполагать ее сугубую важность в общем балансе.

Ледовый разнос материала с берегов и мелководий вряд ли может заметно влиять на ситуацию из-за того, что район таяния льдов Чукотского моря находится за пределами рассматриваемого региона и все, попавшее на плавучие льды – при транспортировке твердых частиц ветром, во время прибрежного торошения, при отрыве припая, – выносятся с ними Чукотским и Тихоокеанским течениями. Хотя наличие нескольких участков со множеством донного каменного материала вдали от берегов и мелководий, возможно, объясняются наличием зон таяния ледового поля по ходу Геральдовской и Лонговской ветвей теплого Тихоокеанского течения.

Питание моря осадочным материалом за счет речных выносов составляет не более 10% [34]. Реки Чукотского полуострова имеют горный характер, что обуславливает очень малый вынос растворенного вещества и малый взвешенного (твердый речной сток российской части водосборного бассейна составляет всего 0,7 млн т/год [21]). Выносятся главным образом алевритовые и песчаные частицы, которые осаждаются около устьев рек, задерживаются в косах и барах, а также переносятся течением вдоль побережья, почти не поступая в открытое море. На о-ве Врангеля рек довольно много, но маловероятно, чтобы их выносы играли какую-то роль в осадконакоплении. Большая часть их фактически является сезонными водотоками, которые промерзают до дна зимой и пересыхают летом, а четыре относительно крупные реки коротки и мелководны [40].

Некоторые исследователи предполагают, что гидродинамическая абразия дна дает около 60% всего осадочного материала [68]. Цифра выглядит завышенной, однако несомненно, что значение этого источника весьма существенно. Волнение в Чукотском море вследствие почти постоянного наличия льдов развито слабо, волнения в 6 баллов и более редки [40]. Тем не менее при штормовых ветрах в свободных ото льда районах Чукотского моря развиваются ветровые волны высотой до 6,5 м [57]. Поскольку предел волнового воздействия оценивается в 50–70 м, большая часть площади листа может при определенных условиях считаться зоной волновой абразии. Глядя на распределение гранулометрических типов осадков, разумно предположить, что энергичному воздействию волн подвергаются поверхности приподнятых участков дна в пределах 20, может быть 25-метровой глубины. Какая именно доля осадка перемывается, а какая выносятся за пределы участка, можно будет сказать только после прослеживания крупности осадка по вертикали. Оценить размыв и разнос донных отложений течениями сложно.

Представления о том, какой объем терригенного материала может дать волновая абразия берегов для всего Чукотского моря серьезно расходятся, называются цифры от 35 [68] до 70 млн т/год [21]. Колебания уровня моря складываются из приливо-отливных, сгонно-нагонных, сезонных и многолетних колебаний. Приливы в Чукотском море правильные полусуточные, величина их до 0,9 м [54]. Сгонно-нагонные колебания уровня значительно превосходят приливо-отливные и достигают 2 м и более [40]. То есть в зоне механического воздействия волн регулярно оказываются немалые объемы породы. Берега должны давать много продуктов разрушения, которые несомненно входят в состав донных отложений не только прибрежья, но и центральной части акватории.

Гористый о-в Врангеля характеризуется разнообразием прибрежного рельефа. Равнинные берега острова относятся преимущественно к лагунному типу. При этом северное побережье, сложенное рыхлыми осадочными породами, изобилует наносными формами (песчано-галечниковыми косами и барами), что предполагает преобладание процессов аккумуляции. А на юге острова береговой склон состоит из сцементированных мезозойских и палеозойских пород, и в его зоне развиваются как аккумулятивные, так

и абразионные процессы. Восточное и юго-восточное побережье, где к морю выходят горные сооружения, представляет собой различные типы абразионных берегов, сложенных сцементированными преимущественно осадочными породами. На большинстве участков берег обвально-осыпной, энергично размываемый морем [3].

Небольшой о-в Геральд сложен метаморфическими образованиями врангелевской серии, ограничивается почти отвесными скалистыми уступами. Берега, несомненно, подвергаются волновой абразии.

Материковое побережье отличается выровненностью очертаний, вдоль него тянутся косы на десятки километров, много лагун. Берега сложены легко разрушающимися мезозойскими сланцами и песчаниками, дающими особенно много материала для питания аккумулятивных отложений как у берега, так и в отдаленных зонах [53, 3]. При разрушении берегов в море поступает разнообразный по размеру материал (от грубообломочного до пелитового) [13].

Конфигурация и размеры наносных галечно-песчаных форм, окаймляющих лагуны на о-ве Врангеля и Чукотском полуострове, под влиянием волнения, дрейфа льда и течений подвержены частым изменениям [40].

Побережья Чукотского полуострова и особенно островов значительную часть года защищены ледяным припаем и подвергаются механической работе волн и отепляющему воздействию вод только в течение летне-осеннего периода. Однако в остальное время года проявляется морозное выветривание, способствующее разрушению береговых обрывов в течение теплого сезона.

Специфическим источником поступления терригенного материала являются мутные воды Тихоокеанского течения. В год через Берингов пролив проходит около 36 тыс. км<sup>3</sup> воды – три четверти объема водной массы всего Чукотского моря, причем в этот поток вовлекаются как взвеси, поступающие из Юкона и Анадыря, так и материал размыва высоких берегов самого пролива и островов Диомиды. За год течение приносит в море около 18 млн т взвешенного вещества [53]. Некоторые современные исследователи называют Тихоокеанское течение одним из основных источников поступления осадочного материала, значительная часть которого осаждается в пределах Южно-Чукотской равнины [45].

Таким образом, питание акватории осадочным материалом идет за счет разрушения берегов материка и островов, вероятного гидродинамического размыва отдельных участков дна, поступления взвешенного вещества с течениями, а также речных выносов. Поступающий в море материал разносится под действием волнений, сезонных и постоянных течений и – в малой степени – плавучими льдами.

Следовательно, определяющими факторами осадконакопления являются характер берегов, глубины моря, параметры среды гидрогенного седиментогенеза и речной сток. В качестве дополнительных факторов выступают рельеф дна и климат.



## Гранулометрический состав и вещественно-генетические типы

Области полярного седиментогенеза в целом свойственны замедленность химических и биологических процессов. В областях питания преобладают процессы физического выветривания. Это приводит к тому, что основным компонентом современных донных отложений всех арктических морей является терригенный материал, поступающий в бассейн с континентальной и островной суши. Чукотское море тоже характеризуется преимущественно терригенным вещественно-генетическим составом. Своеобразие акватории листа заключается в том, что в центральной части присутствуют слабо-кремнистые осадки. На небольшом участке содержание аморфного кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) достигает 14% [34]. Поскольку аморфный кремнезем образуется в результате биогеохимического круговорота кремния в пределах водоема и он тесно связан с жизнедеятельностью диатомовых водорослей [67], есть основания полагать, что эти осадки биогенной природы и что их формирование связано с наличием диатомовых водорослей *Coscinodiscus*, основная масса которых приносится течением из Берингова моря.

В условиях абсолютного преобладания терригенной составляющей основной характеристикой, отражающей условия осадконакопления, становится гранулометрический состав. Следует отметить, что донные отложения в пределах листа весьма разнообразны. Выделяются следующие группы: моногранулярные, переходные и смешанные осадки (классификация ВНИИОкеангеология) [42].

Моногранулярные осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами.

Моногранулярные пески (П) прослеживаются в виде то сужающейся, то расширяющейся полосы вдоль Чукотского побережья, окаймляют побережье о-ва Врангеля (за исключением северного участка). Банка Геральд сложена с поверхности песками. На небольших глубинах пески плохо сортированные, с большим содержанием гравийно-галечного материала. С увеличением глубины сортировка песков улучшается.

Моногранулярные алевриты (А) занимают обширную площадь с умеренной гидродинамической активностью к северо-востоку от Чукотского побережья и неширокую полосу севернее Центральных банок. Сортировка осадков по преимуществу средняя.

Моногранулярные пелиты (Пл) отмечаются в южной части территории листа несколькими разрозненными ареалами. Их формирование на небольших глубинах, в зонах неспокойной гидродинамики проще всего объяснить привнесением тонкозернистого вещества водами Тихоокеанского течения. Осадки хорошо сортированы.

Осадки переходного типа, сложенные на 50–75% одной фракции и 10–25% второй, занимают большую часть акватории.

Разности с высоким содержанием песчаной фракции – алевритовый песок (АП), пелитовый песок (ПлП) и песчаный алеврит (ПА) развиты ограниченно и преимущественно связаны с зонами моногранулярных песков, продолжая их или сопутствуя им. Сортировка их – от средней до плохой.

Пелитовые алевроиты (ПлА) преобладают в восточной части площади листа, а в западной присутствуют в виде кольцеобразной полосы вокруг о-ва Врангеля. Развитие этих осадков контролируется глубиной, действием течения, несущего берингоморский взвешенный материал, и поступлением в придонные воды продуктов абразионного воздействия на островную сушу. Сортированность зависит от локальных условий.

Алевроитовые пелиты (АПл) картируются от южной до северной границы листа в основном крупными сплошными контурами. Тонкозернистость осадков увеличивается с увеличением глубины и замедлением движения придонных водных масс. Сортированность алевропелитов разная.

К осадкам смешанного типа относятся миктиты с содержанием трех фракций от 10 до 50%. В пределах листа встречены миктиты шести типов. Как правило, площади их развития весьма невелики. Исключение составляют два контура южнее о-ва Врангеля. Здесь осадок формируется в особо неблагоприятных условиях, когда скорость и даже направление течения сильно варьируют во времени, так что на данном участке дна откладываются частицы самой разной гидравлической крупности.

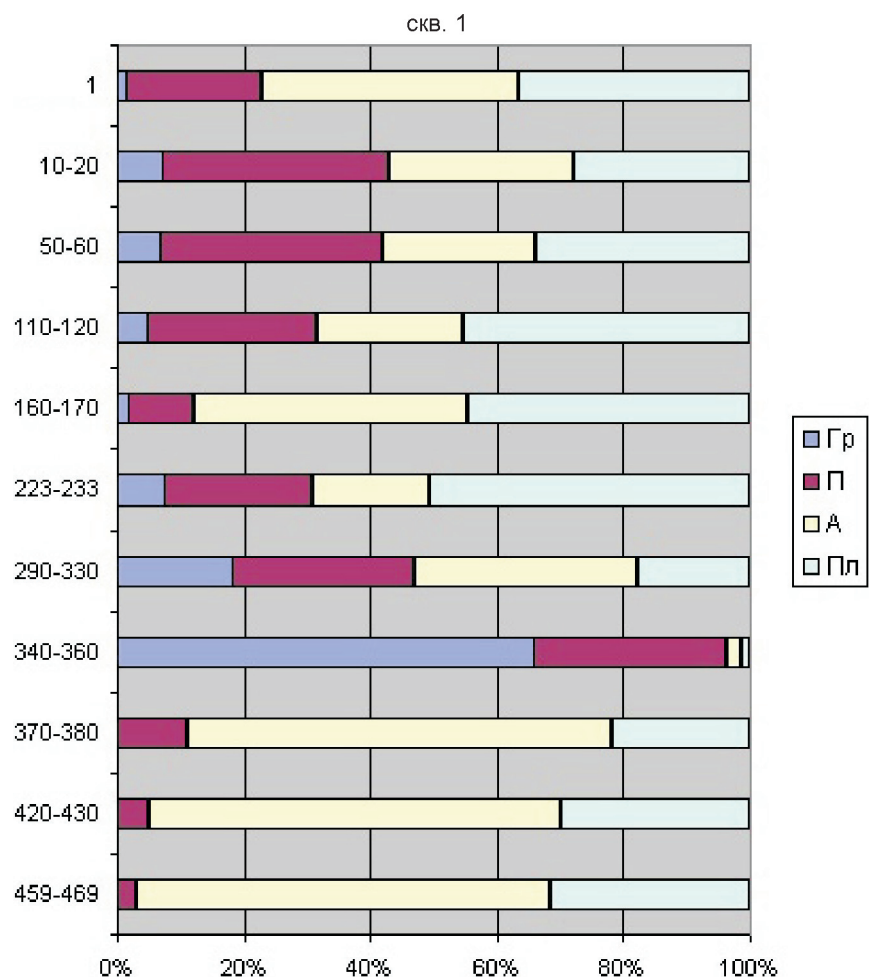
Гравийные полимиктиты предположительно картируются лишь в одном месте – на склоне Чукотского желоба неподалеку от о-ва Геральд. Отложения этого типа образуются в областях с весьма активным, но нестабильным гидродинамическим режимом.

В общем виде, как обычно, результаты нормального хода механической дифференциации выражаются в увеличении дисперсности осадков с увеличением глубин бассейна. Однако этот процесс в достаточной мере осложняется особенностями путей поступления терригенного материала и изменчивостью течений.

Для рассматриваемой акватории характерно наличие грубообломочного материала в осадках разных типов. В районе о-ва Врангеля отмечается большое количество гальки, гравия, реже щебня и дресвы [89]. В районе банки Геральд песчаные осадки обильно обогащены обломочным материалом [109]. В большом количестве встречаются галька, щебень и валуны [53]. Наблюдается также обилие гальки и в алевро-пелитовых осадках на удалении от берегов и поднятий, на глубинах до 55 м [40, 5]. В тех случаях, когда повышенное содержание донного каменного материала в осадках не коррелирует с характером распределения песчаной фракции, есть основания полагать, что он оказался на дне в результате ледового разноса.

### **Минеральный состав**

Во всех типах осадков породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты, причем среди последних преобладают калиевые полевые шпаты. Карбонатов, слюды и других минералов – меньше [13]. Изучаемые отложения – полевошпат-кварцевые (30–50 и 30–70% соответственно), за исключением окрестностей о-ва Врангеля и мелководья банки Геральд, а также связывающей их полосы, где осадки кварцевые с примесью полевых шпатов (50–70 и <30% соответственно) [94, 109].



**Рис. 10.** Содержание размерных групп фракций в скв. 1. (Составила С. А. Бондаренко).

Гр – гравий, П – песок, А – алеврит, Пл – пелит.

По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.

Вклейка. Заказ 81114001

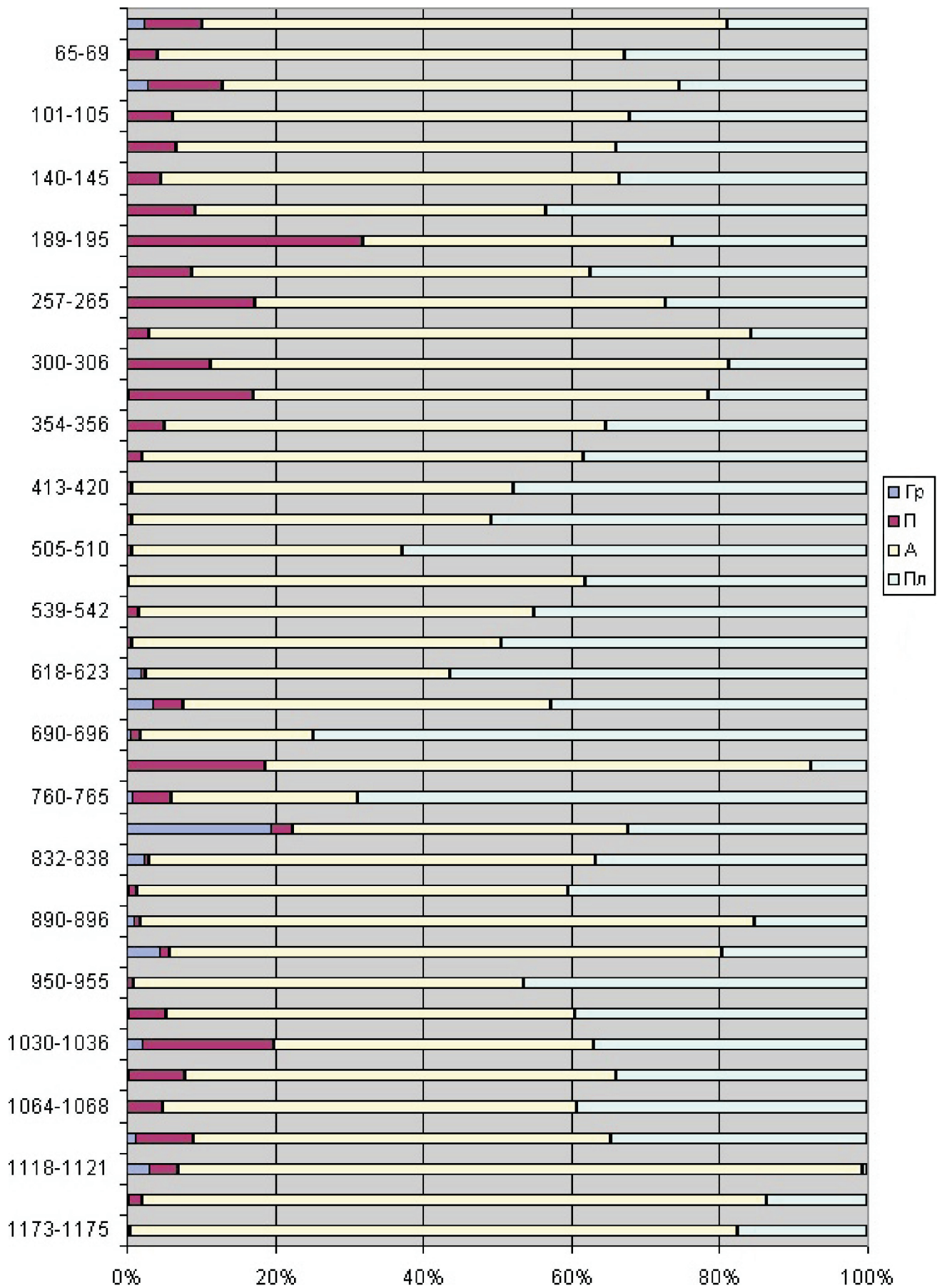


Рис. 11. Содержание размерных групп фракций в скв. 2. (Составила С. А. Бондаренко).

Гр – гравий, П – песок, А – алеврит, Пл – пелит. По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.



сква. 1 – D

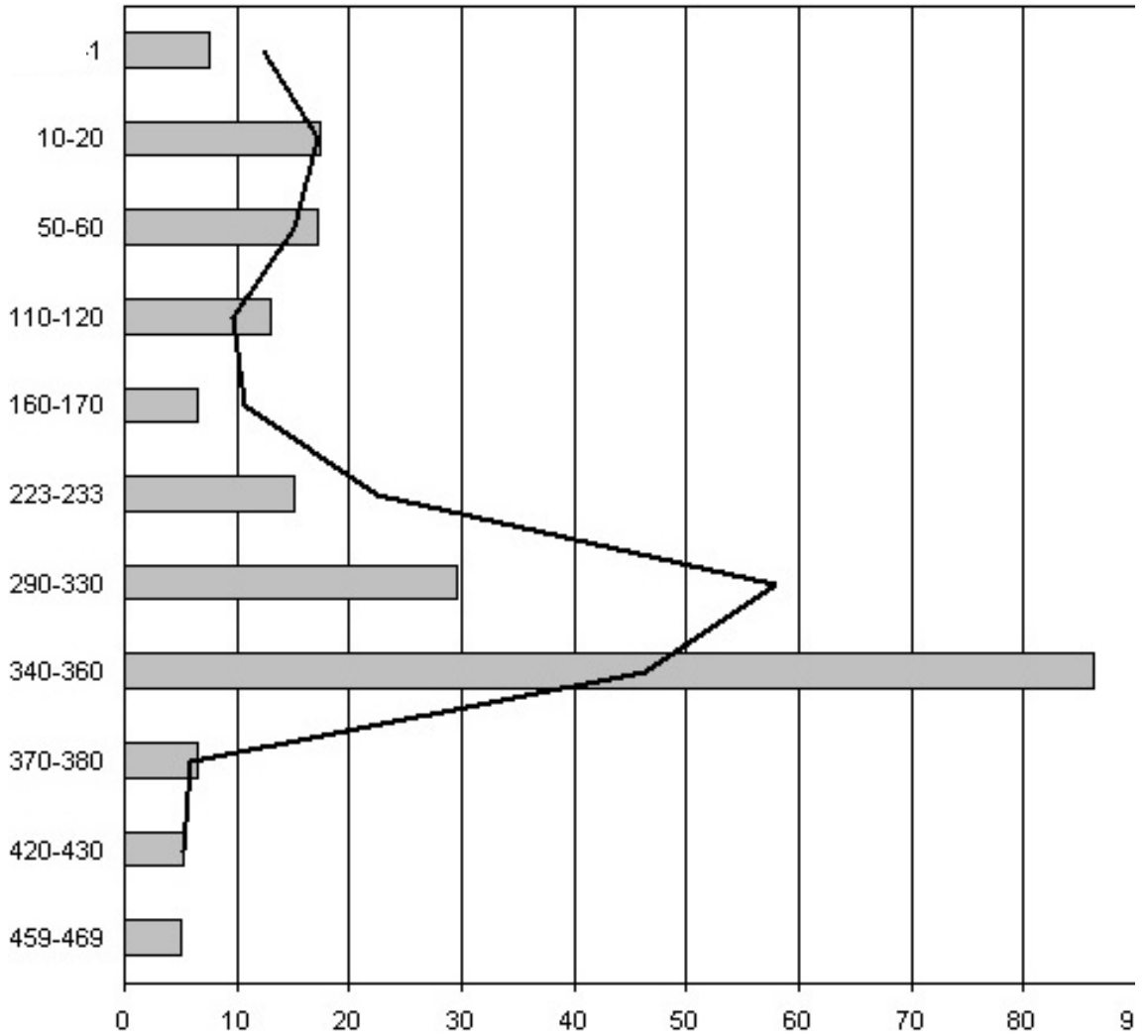


Рис. 12. Средневзвешенный диаметр обломочных частиц в скв. 1. (Составила С. А. Бондаренко).  
По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.

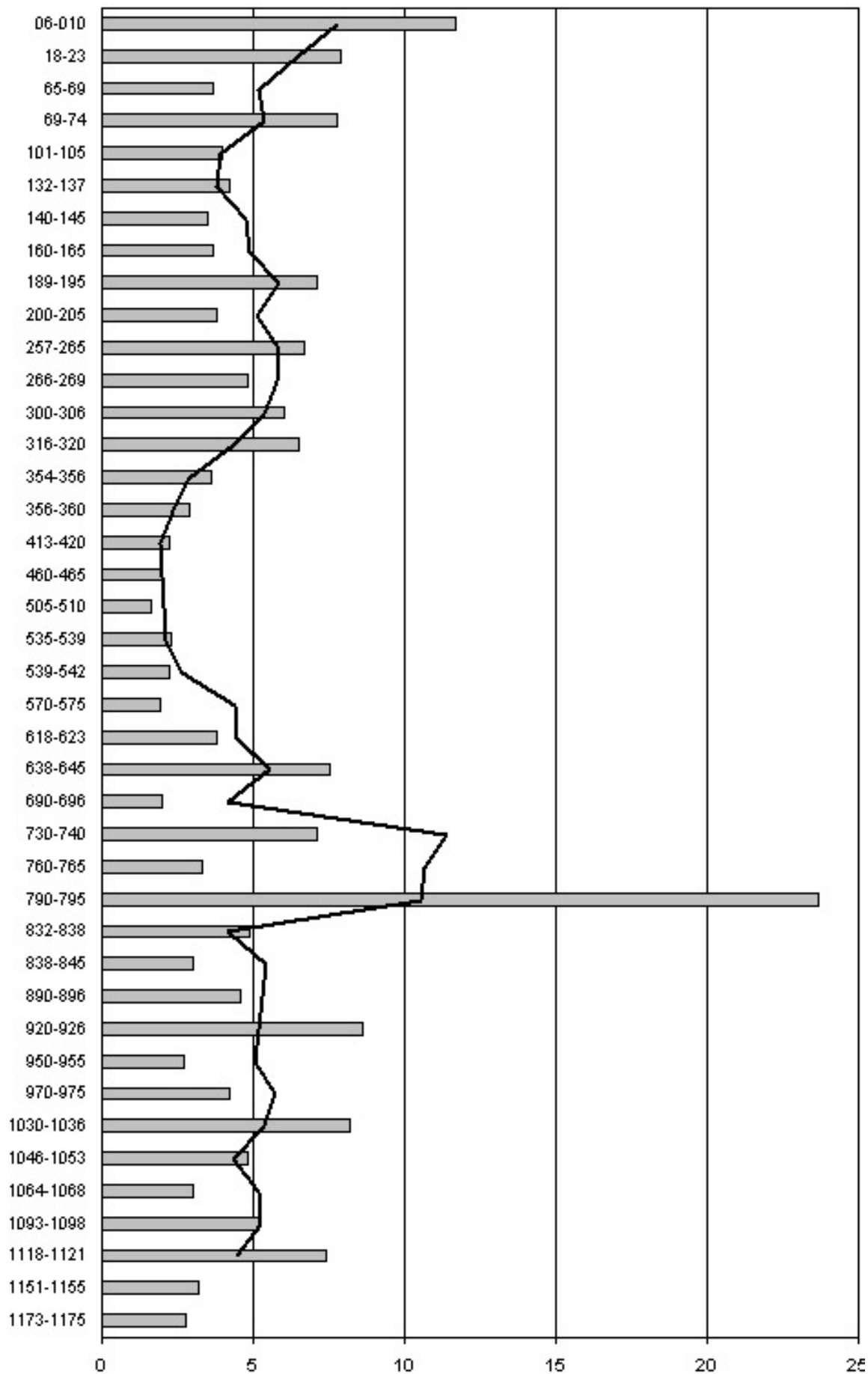


Рис. 13. Средневзвешенный диаметр обломочных частиц в скв. 2. (Составила С. А. Бондаренко).

По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.

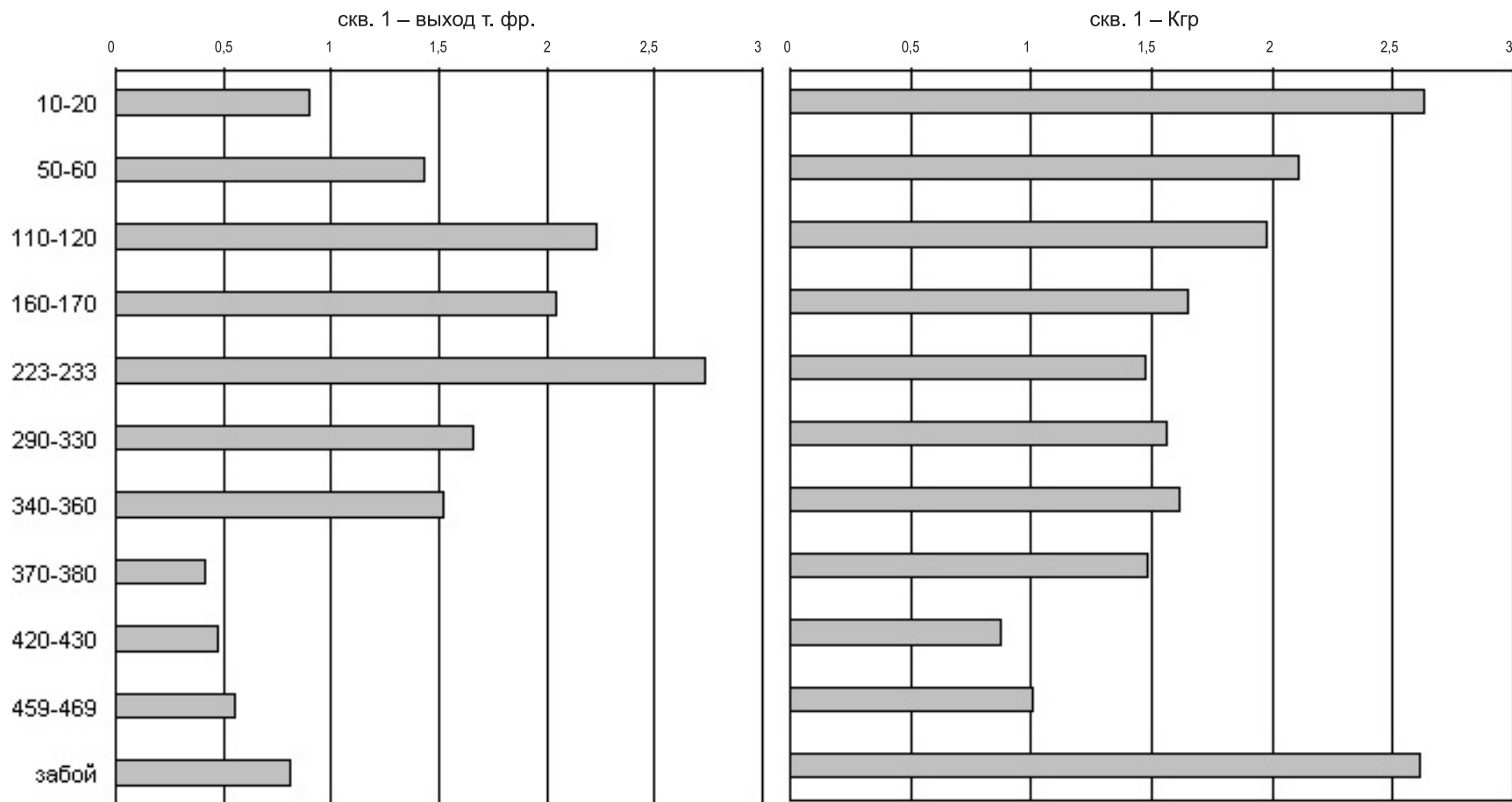


Рис. 14. Выход тяжелой фракции и коэффициент гравитации в скв. 1. (Составила С. А. Бондаренко).

По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.

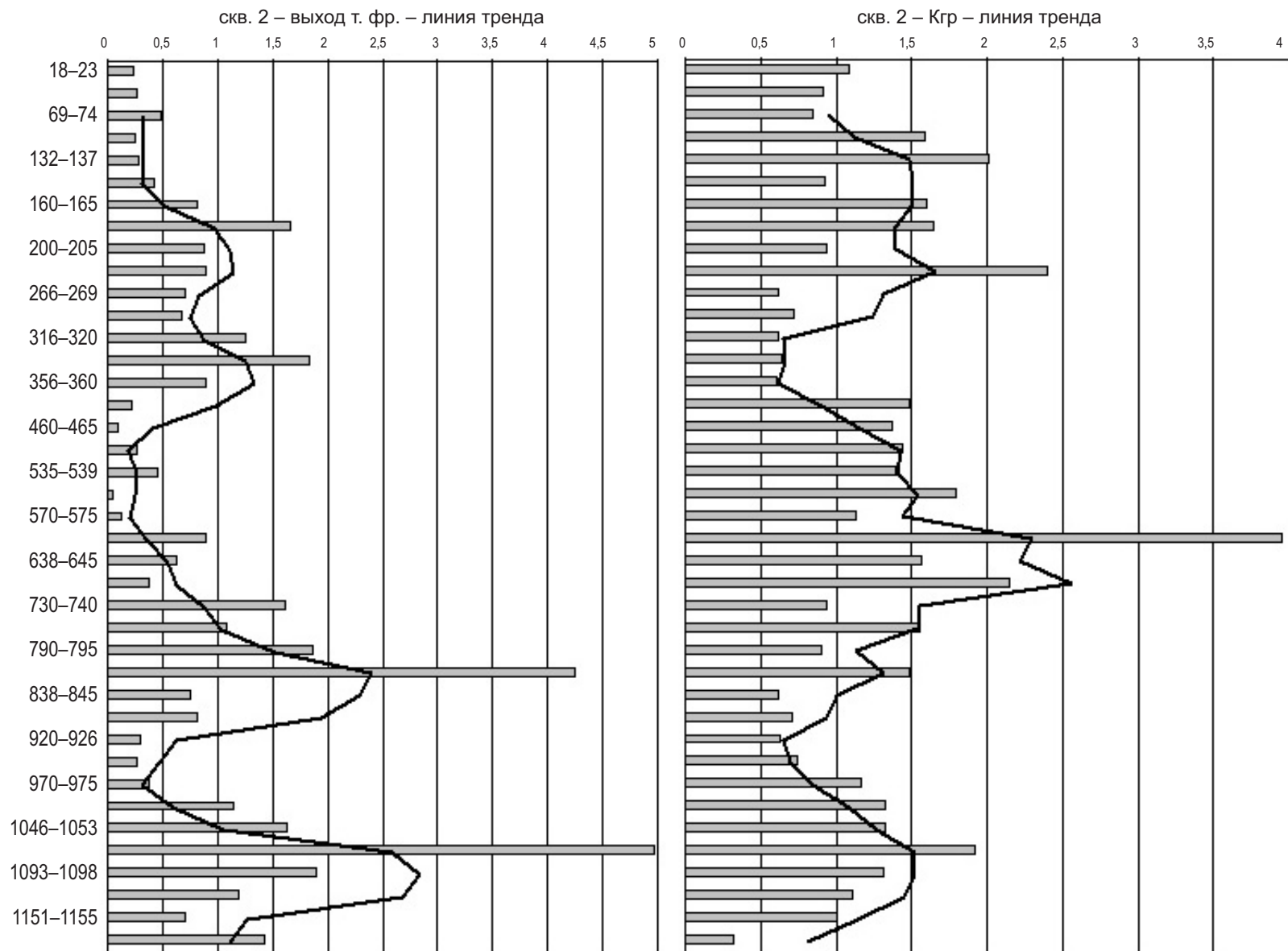


Рис. 15. Выход тяжелой фракции и коэффициент гравитации в скв. 2. (Составила С. А. Бондаренко).

По вертикальной оси отмечены интервалы опробования.



Состав тяжелой фракции отличается большим разнообразием: в среднем в пробе насчитывается 18–30 минералов. Доминирующими являются группы черных рудных (4–52%, преобладает магнетит), моноклинных пироксенов (5–35%, главным образом авгит), амфиболов (1–22%, преимущественно обыкновенная роговая обманка), эпидота-цоизита (2–30%, преимущественно эпидот), а также циркон (1–25%), гранат (3–17%) и титанистые минералы (3–14%). Остальные минералы встречаются, как правило, в количествах, не превышающих 5–10%.

Что можно отметить при столь малой обеспеченности листа аналитическим материалом, так это низкие (менее 10%) содержания роговой обманки в осадках западной части и вероятное преобладание пироксенов, амфиболов, эпидотов на Южно-Чукотской равнине. Поля повышенных содержаний черных рудных минералов (более 20% от состава тяжелой фракции) вынесены на карту. Для их отрисовки использовались как оригинальные, так и литературные данные [34, 94].

В литературе есть упоминания о находках железо-марганцевых конкреций на различных участках в пределах листа: к северу от о-ва Врангеля, на склоне Чукотского желоба и на склонах банки Геральд [53]. Другой источник указывает, что «наиболее часто конкреции встречаются к северу от о-ва Врангеля, а на остальных участках дна моря они отмечаются эпизодически» [13]. На карту вынесены станции с находками ЖМК, имеющие точную географическую привязку [103].

Во фракции менее 0,001 мм основным минералом является гидрослюда. В виде примесей встречается каолинит [13].

Во время рейса 2006 г. были пройдены две скважины, расположенные на южном (скв. 1) и северном (скв. 2) бортах пролива Лонга. Анализы проведены в лаборатории ВНИИОкеангеология.

На графиках приведены основные гранулометрические и минералогические показатели: общее содержание размерных групп фракций (рис. 10, 11), средневзвешенный диаметр (рис. 12, 13), выход тяжелой фракции и коэффициент гравитации ( $K_{гр}$ ) (рис. 14, 15). Средневзвешенный диаметр может быть использован как показатель динамической активности среды накопления осадка. Коэффициент гравитации показывает сортированность минералов по их удельному весу.

Незначительное количество грунтовых станций не позволяет фиксировать все различия в литологическом составе осадков. Ясно, что на большей части площади листа преобладают режимы преимущественной и устойчивой аккумуляции с различным уровнем поступления материала. Также очевидно, что генезис осадков морской. Вероятные аллювиально-морские отложения прибрежной зоны не прослеживаются в масштабе карты.

Потенциально палимпсестовые отложения [76] не отрисованы на карте из-за отсутствия фактического подтверждения их природы. Песчаные и гравийные осадки на мелководных участках дна в районе банки Геральд могут являться результатом перемыва и переотложения вещества поверхностного слоя с выносом наиболее мелких частиц (перемыв и переотложение могут и не сопровождаться размывом подстилающих более литифицированных отложений [7]). Против этого говорит отсутствие одного

из доступных нам индикаторов «перемытости» породы – преобладания в осадке крупноалевритовой фракции. Из тех немногих проб, которые были отобраны здесь, лишь на четырех станциях к северо-западу от поднятия (на глубинах более 35 м) содержание крупноалевритовой фракции превышает 50%. В то же время, изучение петрографического состава обломков, собранных в районе банки Геральд, показало, что они аналогичны породам, слагающим о-в Врангеля [13]. Возможно, эти породы слагают само поднятие. В таком случае, песчаные и гравийные осадки могут быть следствием местного размыва. Однако без знания вертикального распределения крупности зерна в теле поднятия нельзя сказать, размывается ли изначально песчаное образование или перемывается более мелкозернистый осадок с обогащением песчаными частицами благодаря подвижности вод. А без данных по минералогии нельзя решить, поступает ли сюда современный терригенный материал помимо разноса льдами. В силу названных причин представляется, что пока можно лишь отнести поднятие банки Геральд к зоне преимущественного размыва и перемыва донных отложений.

---

---

---

## МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования на рассматриваемой территории представлены позднепротерозойскими–раннекембрийскими гранитоидами и метаморфизованными базитами, участвовавшими в формировании врангелевской серии, базитами триасового возраста и широко распространенными на Чукотском полуострове раннемеловыми гранитоидами.

### ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепротерозойские–раннекембрийские интрузии располагаются среди метаморфизованных пород позднего протерозоя–раннего кембрия на островах Врангеля и Геральд, где они представлены пластовыми залежами и дайкообразными телами амфиболизированных габбро, габбродолеритов, гранитов, а также пластовыми телами плагиогранитов, реже граносиенитов.

#### Метаморфизованные габбро и габбродолериты

Интрузии габбро и габбродолеритов деформированы и метаморфизованы вместе с вмещающими породами врангелевской серии. Обычно они линейно вытянуты в субширотном направлении согласно с простираем основных структурных элементов. Маломощные тела рассланцованы и мало отличимы от амфиболовых, плагиоклаз-амфиболовых и эпидот-амфиболовых сланцев врангелевской серии. В сравнительно мощных телах микроскопически обнаруживаются реликты офитовой и габбро-офитовой структур, образованные длиннопризматическими кристаллами сосюритизированного плагиоклаза (40–60%), промежутки между которыми выполнены эпидот-цоизитом (20–25%), хлоритом и биотитом (20–25%), лейкоксеном, титанавгитом, иногда с реликтовыми зернами зеленовато-бурой роговой обманки.

Выходы интрузий основного состава на о-ве Врангеля прослеживаются на склонах Центральных гор. Среди них наиболее распространены *метаморфизованные габбродолериты* ( $v\beta PR_2-C_1$ ) слагающие небольшие пластовые залежи. Это темно-серые, мелкозернистые, сланцеватые породы, состоящие преимущественно из амфибола (30–40%) и плагиоклаза (40–60%). Обычно присутствуют хлорит, эпидот, цоизит, кварц, сфен, титаномагнетит, кальцит, апатит, циркон, ортит, лейкоксен.

Размеры базитовых тел не позволяют отобразить их на геологической карте. Несколько тел показано вне масштаба.

Возраст метабазитов определен уран-свинцовым методом по циркону в  $699 \pm 1$  млн лет [47].

## Гранитоиды

*Гранитоиды* ( $\gamma\text{PR}_2\text{--}\text{C}_1$ ) образуют согласные или субсогласные жильные и пластовые тела протяженностью от нескольких метров до сотни метров при ширине от 1 м до нескольких десятков метров, ориентированные согласно общему субширотному простиранию структур вмещающих метаморфических пород. Наиболее крупные тела известны в истоках р. Неизвестная и в районе горы Осьминог. Внешне гранитоиды мало различаются, несмотря на некоторые отличия в составе. Это преимущественно лейкократовые светло-серые, розовые или кремовые мелко-среднезернистые породы, иногда порфириовидные («очковые») с бластоцементными катакластическими структурами, слабогнейсовидные, реже массивные. В целом это двуполевошпатовые мусковитовые, реже двуслюдяные лейкократовые граниты, плагиограниты, состоящие из плагиоклаза (олигоклаза) – 20–35%, калиевого полевого шпата – 30–45%, кварца – 25–35%, мусковита (серицита) – 5–8%, биотита (хлорита) – 0–3%; акцессории – апатит, сфен, циркон, турмалин, эпидот-цоизит, магнетит; нередко присутствует вторичный кальцит. Порфиробласты (порфирокласты) образованы калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом, они «обтекаются» мелкозернистыми агрегатами кварца.

На р. Хищников к основанию средне-верхнедевонской эскимосской свиты, с размывом и структурным несогласием залегающей на врангелевской серии позднепротерозойского–раннекембрийского возраста, приурочена пачка крупногалечных конгломератов. Среди галек и валунов метаморфических пород врангелевской серии не менее 15–20% приходится на долю лейкократовых слюдяных двуполевошпатовых гранитов, чрезвычайно похожих по составу и текстурно-структурным признакам на рассмотренные выше позднепротерозойские–раннекембрийские граниты [39]. Их сходство подтвердилось и при петрохимическом изучении (табл. 1). Сравнение петрохимических составов и характеристик (после исключения окиси кальция, эквивалентного вторичному кальциту в породах, и пересчету затем на 100%) гранитов из врангелевской серии и из галек в базальных конгломератах показало их полное сходство и принадлежность к богатым и умеренно богатым щелочами лейкократовым породам, перенасыщенным глиноземом.

На петрохимической диаграмме (рис. 16) граниты располагаются в одном поле, границы которого определяются соотношениями  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  с небольшими вариациями в содержании темновесных компонентов.

Петрохимически к гранитам очень близки кислые метаэффузивы врангелевской серии, относящиеся к риолитам, что дает основание предполагать их комагматичность. Это подчеркивается и одинаковым набором акцессорных минералов, включающих черный турмалин.



## Химический состав гранитоидов и метаэффузивов из врангелевского комплекса (вес. %)

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	21	67,63	0,63	16,21	1,27	3,19	1,87	1,71	0,13	3,91	3,18	0,27	100
2	22а	73,26	–	14,95	–	0,73	0,75	0,16	0,05	7,18	2,68	0,24	100
3	22	73,99	–	14,74	–	1,04	1,11	0,19	0,07	4,51	4,15	0,20	100
4	22б	74,99	0,16	13,00	0,17	1,66	0,72	0,28	0,05	5,81	3,09	0,07	100
5	21а	74,86	0,14	14,14	0,67	1,40	0,72	0,61	0,09	3,25	3,91	0,21	100
6	403	73,63	–	15,32	0,26	0,90	1,26	0,29	0,05	1,25	6,83	0,21	100
7	405б	76,57	0,27	11,76	0,36	1,86	0,78	0,61	0,09	3,72	3,90	0,08	100
8	405в	76,67	0,13	12,66	–	2,24	0,95	0,63	0,08	1,48	4,97	0,19	100
9	405а	72,90	0,29	14,48	0,32	2,15	1,60	0,80	0,08	1,45	5,72	0,21	100
10	405г	76,04	0,22	12,27	–	2,53	1,43	0,87	0,13	1,21	5,11	0,19	100
11	659	78,54	0,23	11,54	1,84	0,69	0,20	0,81	сл.	4,30	1,73	0,12	100
12	568	77,42	0,05	12,25	0,92	0,55	0,67	0,16	сл.	5,33	2,53	0,12	100
13	651	77,21	0,08	12,23	0,98	0,44	1,68	0,39	сл.	1,83	4,97	0,19	100
14	658	75,95	0,18	13,72	0,57	0,45	0,59	0,21	сл.	4,74	3,50	0,09	100
15	658а	76,25	0,14	12,39	1,33	0,71	0,61	0,07	сл.	5,06	3,34	0,10	100
16	615ж	73,75	0,20	14,17	0,42	1,18	1,32	0,46	0,06	4,55	3,82	0,07	100
17	119	77,55	0,14	11,71	0,71	0,91	0,43	0,29	сл.	5,31	2,89	0,06	100
18	67-10	76,03	0,17	12,96	0,95	0,59	0,33	0,20	–	5,76	2,97	0,04	100
19	76-8	76,67	0,15	12,46	0,76	0,83	0,59	0,30	–	5,73	2,47	0,04	100
20	9-46	75,99	0,23	12,30	0,66	1,52	0,42	0,45	0,06	5,37	2,96	0,04	100
21	71-8	75,59	0,16	12,82	0,81	0,73	0,83	0,57	0,05	3,98	4,42	0,04	100
22	94-21	73,99	0,03	15,41	0,29	0,70	0,53	0,17	0,05	4,32	4,38	0,20	100

Примечание. 1–6 – гранитоиды из интрузий (коллекция Б. Г. Лопатина, 1986 г.): 1 – граносиенит, 2–5 – лейкократовый гранит, 6 – лейкократовый плагиогранит; 7–10 – граниты из галек (коллекция Б. Г. Лопатина, 1986 г.): 7 – лейкократовый гранит, 8–10 – лейкократовый плагиогранит; 11–16 – граниты из интрузий; 17–22 – метаэффузивы (коллекция Г. И. Каменевой, 1973 г.).

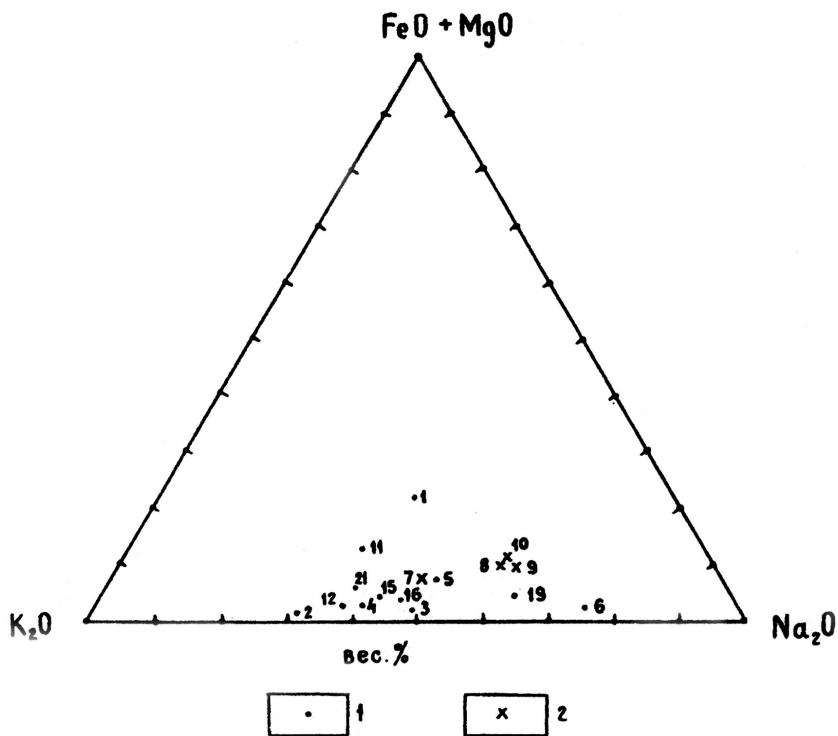


Рис. 16. Диаграма FeO+MgO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O для протерозойских гранитов о-ва Врангеля. (Составил Б. Г. Лопатин).

1 – граниты из интрузий и жил; 2 – граниты из галек базальных конгломератов среднего палеозоя.

Возраст метаморфических и интрузивных пород врангелевской серии можно считать достоверно установленным как позднепротерозойский–раннекембрийский, благодаря последним радиоизотопным определениям в СССР и в Канаде. В лаборатории ИГ и ГД АН СССР получены определения возраста циркона из гранита термоионным Рв/Рв методом в  $590 \pm 50$  млн лет и мусковита из того же образца – в  $546 \pm 35$  млн лет. В лаборатории Геологической Службы Канады определен возраст уран-свинцовым методом по циркону из порфиробластического гранитогнейса и из мусковитового гранита в  $609 \pm 10$ ,  $633 \pm 21$  и  $677 \pm 86$  млн лет [47].

### Триасовые интрузии

Триасовый интрузивный кепервеемский комплекс ( $vT_{1-2kp}$ ) представлен пластовыми, реже штокообразными телами и дайками габбро. Интрузии обнажаются на крыльях Куэкувуньского поднятия и в сводовых частях крупных антиклинальных складок среди отложений нижне-среднетриасовой амгуемской свиты. Мощность пластовых тел достигает 200 м (обычно – 20–60 м), а по простиранию наиболее крупные из них

прослежены до 15 км. Пластовые залежи дислоцированы совместно с вмещающими породами.

Состав габбро довольно однообразен. Это массивные средне- и мелкозернистые, местами порфиroidные темно-зеленые породы с пойкилобластовой, нематогранобластовой и габбровой структурами. Они состоят из андезина–лабрадора (40–60%) и авгита (35–40%), в значительной степени замещенного амфиболом актинолитового ряда. Встречаются зерна оливина и изредка кварца. Акцессорные минералы – сфен, апатит, ильменит. У контактов породы превращены в эпидот-амфиболовые сланцы, состоящие из сноповидных агрегатов ферроактинолита (70%), в промежутках между которыми развит микрозернистый агрегат альбит-олигоклаза, сфена и эпидота.

Отличаются составом пластовые тела в бассейне р. Вочватап, сложенные габбродолеритами, габброноритами и рудными габбро. В последних количество ильменита достигает 15%.

Интрузии габбро не встречены среди пород верхнего триаса и прорваны гранитоидами раннего мела. Достоверные определения абсолютного возраста отсутствуют. С осторожностью базитовый комплекс рассматриваемого района Чукотки отнесен к ранне-среднетриасовому возрасту.

### Раннемеловые интрузии

Раннемеловые интрузии, образующие *тауреранский комплекс*, широко развиты на Чукотке в пределах территории листа R-1. На этой территории расположена восточная часть Тауреранского массива общей площадью 3800 км<sup>2</sup>. Массив имеет сложную конфигурацию с отдельными апофизами, субконформными относительно вмещающих складчатых структур триаса.

Интрузия сформировалась в три основных этапа. В ранний этап произошло внедрение диоритов, во второй (главный) этап – основной массы порфиroidных гранитов и гранодиоритов, а в третий (завершающий) этап – лейкократовых гранитов.

**Диориты первой фазы** ( $\delta_1 K_1 tr$ ) слагают небольшие (до 2,7 км<sup>2</sup>) тела на левобережье р. Эквыватап и присутствуют в виде включений среди гранитоидов главной фазы. Это серые средне- и мелкозернистые, участками порфиroidные породы с диоритовой структурой, состоящие из плагиоклаза (50–60%), амфибола (10–20%), биотита (до 20%), моноклинного пироксена (до 4%), кварца (до 5%). Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, магнетит и ильменит. Встречаются разновидности, обогащенные темноцветными минералами (в основном амфиболом), промежуточные между диоритом и габбро.

В составе **второй интрузивной фазы** преобладают порфиroidные граниты ( $\gamma_2 K_1 tr$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta_2 K_1 tr$ ). В эндоконтактах массива развиты нечетко обособленные кварцевые диориты и кварцевые монциты. На участках пологого контакта ширина зоны гранодиоритов краевой фации достигает 5 км. Вблизи контактов породы приобретают полосчатые и линейные текстуры, обусловленные ориентировкой вкрапленников.

Порфиroidные граниты, слагающие основную часть Тауреранского массива, представляют собой светло-серые массивные породы с фенокристаллами калиевого полевого шпата до 5 см в длину (от 5 до 25% объема породы), погруженными в среднезернистую гипидиоморфнозернистую и гранитовую основную массу, которая состоит (%) из ортоклаза, реже микроклина – 20–40, плагиоклаза – 20–30, кварца – 25–35, биотита – 2–3, изредка с роговой обманкой и с аксессуарными минералами (циркон, сфен, апатит, рудные).

Порфиroidные гранодиориты отличаются от гранитов присутствием среди вкрапленников плагиоклаза. Основная масса состоит (%) из плагиоклаза – 40–45, ортоклаза – 20, кварца – 20–25, биотита и роговой обманки вместе – 15–20. Гранодиориты связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами краевой фации массива.

**Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты третьей фазы** ( $\gamma_3 K_1 tr$ ) образуют тела в западной части Тауреранского массива, отчетливо ограниченные от гранитоидов второй фазы. Это светло-серые массивные мелкозернистые, реже среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой или гранитовой основной массой, сложенные кварцем (30–35%), калиевым полевым шпатом (30–35%), плагиоклазом (15–20%), биотитом (5–8%), мусковитом (1–2%). Аксессуарные минералы – апатит, ортит, фергусонит, циркон, ильменит, магнетит.

Гранитоидами, аналогичными второй (основной) фазе Тауреранского массива, сложены Метегынский и Вешкапский массивы.

Метегынский массив площадью 170 км<sup>2</sup> вытянут в северо-восточном направлении согласно основному простиранию структур. Контакты массива частично тектонические. Преобладают порфиroidные граниты и гранодиориты, только в западной части массива встречаются равномерно-зернистые разновидности.

Вешкапский массив на территорию листа входит своим северным окончанием. Массив соединен непрерывными полосами ороговикованных пород с Тауреранским и Метегыньским массивами, расположенными севернее.

Ширина зон контактового метаморфизма вокруг мелких штоков и массивов составляет первые сотни метров, а вокруг крупных массивов достигает 6 км. Контактное воздействие выразилось в образовании кордиеритовых, биотит-кордиеритовых и андалузитовых роговиков.

С гранитоидами тауреранского комплекса связаны дайки порфиров, пегматитовые и кварцевые жилы, имеющие северо-западное, реже северо-восточное и меридиональное простирание. Состав большинства даек соответствует гранитоидам главной фазы тауреранского комплекса. Однако в пределах Тауреранского массива встречаются дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов. Дайки лампрофиров представлены минетта, спессарритами и кersантитами от первых сотен метров до 4 км в длину и до 8 м мощностью.

С тауреранскими гранитоидами связаны многочисленные гидротермальные проявления, представленные кварцевыми, кварц-карбонатными, кварц-флюоритовыми, кварц-сульфидными, кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами. Длина жил – от первых десятков до первых сотен метров,



а мощность достигает 2 м. К разломам приурочены зоны кварцевания. По данным опробования установлено [19], что максимальные концентрации золота, превышающие кларковые в 2–9 раз, связаны с порфиroidными гранитами главной фазы, а повышенные содержания олова – с лейкократовыми гранитами завершающей фазы. Это подтверждается наличием оловянно-вольфрамовых рудопроявлений вблизи выходов лейкократовых гранитов завершающей фазы, а рудопроявлений золота – в экзоконтактных зонах гранитоидов главной фазы.

По геохимическим характеристикам гранитоиды тауреранского комплекса в целом относятся к редкометалльному типу.

Раннемеловой возраст гранитоидов устанавливается по соотношениям с вмещающими породами: они прерывают отложения верхнего триаса и с разрывом перекрываются ольховской свитой альбского возраста [19]. Калий-аргоновые определения дают несколько заниженные значения возраста – от 80 до 109 млн лет.

К третьей фазе тауреранского комплекса по легенде Чукотской серии [98а] отнесены лейкократовые и двуслюдяные граниты штока Солнечный, которые ранее рассматривались, как и дайки гранит-порфиров (особенно многочисленнее западнее рамки листа), в составе самостоятельного иультинского комплекса. На наш взгляд, выделение иультинского комплекса было достаточно обоснованным, как особой геохимической и редкометалльной специализацией гранитов и гранит-порфиров, так и Rb-Sr датировками, выполненными А. П. Миловым [44] для дайки грейзенизированного гранита из купола Светлый ( $85 \pm 2,3$  млн лет) и из мусковитов месторождения Светлое (73–84 млн лет), отвечающими нижней половине позднего мела.

Шток Солнечный имеет овальную в плане форму и площадь 1,5 км<sup>2</sup>. Контакты крутопадающие, осложнены многочисленными апофизами. Интрузия сложена лейкократовыми двуслюдяными гранитами, состоящими (%) из кварца – 30–32, калиевого полевого шпата – 30–35, плагиоклаза – 30–32, биотита – 3–5 и мусковита – 3–5. Породы преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые, участками слабопорфиroidные. В них установлены повышенные концентрации фтора, рубидия, цезия, олова, вольфрама, молибдена и редкоземельных элементов. Встречаются разновидности с топазом и гранатом.

Ширина зоны контактового метаморфизма вокруг штока Солнечный колеблется от 150 до 200 м. Она сложена биотитовыми, биотит-андалузитовыми роговиками.

Гидротермальные проявления представлены кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами с касситеритом и вольфрамитом. В апикальных частях штока и в дайках широко развита грейзенизация. Местами грейзены содержат промышленные концентрации олова и вольфрама.

---

---

## ТЕКТОНИКА

Тектоника района представляет собой достаточно контрастное сочетание генетически различных и разновозрастных структурных зон. Большая часть их сложена комплексами осадочного чехла, широко развитого на шельфе. Структуру материковой суши и о-ва Врангеля определяют складчатые комплексы, составляющие фундамент седиментационных бассейнов шельфа.

### СТРУКТУРА СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Складчатые комплексы, составляющие основание осадочного чехла шельфа, слагают центральную часть о-ва Врангеля и материковую сушу.

На о-ве Врангеля структура складчатого основания представляет собой сочетание Центрального и Северного антиклинорий и разделяющего их Медвежьего синклинория. На востоке острова происходит замыкание Медвежьего синклинория, и оба антиклинория сливаются в единую структуру [47].

Центральный антиклинорий с верхнепротерозойскими образованиями в ядре занимает крайнее южное положение, протягиваясь в субширотном направлении от восточного побережья острова до западной границы территории листа на 90 км при максимальной ширине 30 км. Ось антиклинория плавно изгибается с выпуклой стороной, обращенной к югу. Центральный антиклинорий резко асимметричен с общей северной вергентностью в поперечном сечении. Его северное крыло узкое. Наклоненные к северу складки северного крыла разорваны многочисленными надвигами. Южное крыло антиклинория широкое, слагающие его толщи полого падают в южном направлении, осложняясь дополнительными складками. Складчато-надвиговая структура антиклинория представляет собой целый набор надвиговых пластин-чешуй, в каждой из которых наблюдается опрокинутая к северу антиклинальная складка с разорванным по надвигу северным крылом [47]. Протяженность таких пакетов прослежена на 10–40 км, амплитуда смещения по надвигам составляет до 3 км. Для Центрального антиклинория характерен кливаж с падением в южном направлении под углом 25–45°. Кливаж параллелен плоскостям надвигов, осевым поверхностям складок, а также слоистости в южных крыльях антиклиналей. Структура Центрального антиклинория нарушена диагональными правосторонними

сдвигами, смещающими поверхности надвигов. Амплитуда перемещения по сдвигам составляет первые сотни метров.

Медвежий синклиниорий в пределах листа протягивается в субширотном направлении на 50 км, расширяясь с востока на запад от 10–15 до 20–25 км. Его приосевая зона в бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг осложнена линейными складками восток–северо-восточного простирания протяженностью 25 км и шириной 3–5 км. Южные из них отчетливо асимметричны с северной вергентностью и разорваны надвигами. Асимметричность северных складок не отчетливая, они более открытые и не сопровождаются надвигами. В сводах северных антиклиналей устанавливается пологое и субгоризонтальное залегание слагающих их отложений.

Северный антиклиниорий протягивается на площади листа в широтном направлении на 50 км при ширине 20 км. Его северное крыло в большей части скрыто под осадочным чехлом северной части острова. Ось антиклинория трассируется по выходам верхнесилурийских–нижнедевонских и девонских–нижнекаменноугольных отложений. В антиклинории установлены складки второго порядка. От р. Красный Флаг до мыса Уэринг выделяются синклинали с северной вергентностью. Их южные крылья опрокинуты к северо–северо-востоку и иногда сорваны по надвигам. Углы падения крыльев составляют 30–50°. Складчатая структура Северного антиклинория разбита продольными и диагональными разрывами, в том числе единичными надвигами.

На материковой суше практически всю ее площадь занимает Чаун-Иульгинская антиклинальная зона, которая продолжается в северо-западном и юго-восточном направлениях за границы листа R-1, 2 [19]. В пределах листа она представлена Экиатапским синклинорием и юго-восточным замыканием Кузквуньского горст-антиклинория. Протяженность ее в пределах листа составляет 110 км при ширине до 80 км. С юго-запада зона ограничена Кувет-Иульгинским структурным швом, а с северо-востока – берегом моря. В пределах зоны развиты преимущественно триасовые отложения, в ядрах антиклиналей выступают отложения верхней перми, а на замыкании Кузквуньского горст-антиклинория вскрыты на небольших участках и нижнекаменноугольные образования. Особенностью Чаун-Иульгинской зоны является большое количество триасовых габброидов в виде пластовых тел в сводовых частях антиклиналей и наличие крупных массивов раннемеловых гранитоидов, также приуроченных к поднятиям. Отложения смяты в широкие пологие складки невыдержанного простирания. На отдельных участках устанавливается виргация складок и ундуляции шарниров до образования брахиформных структур. Простирание складок меняется с северо-запада на юго-восток от северо-западного, через широтное и даже до северо-восточного.

Экиатапский синклиниорий в пределах территории листа R-1, 2 занимает основную часть площади Чаун-Иульгинской зоны. Протяженность его та же, что и самой зоны, а ширина меняется с запада на восток от 50 до 80 км. Крупными структурами синклинория являются Этакуньская и Смежнинская брахиантиклинали и Кемумская синклиналь. Первая из брахиантиклиналей расположена в районе мыса Шмидта, а вторая – на

правобережье р. Койвэльвэгыргын. Обе брахиантиклинали в плане имеют овальную форму, размеры  $15 \times 10$  км, вытянуты в широтном направлении. Углы падения их крыльев варьируют от  $10^\circ$  до  $25^\circ$ . Ядра складок сложены иллитасской свитой, а крылья – амгумской.

Кемуэмская синклиналь с верхнетриасовыми отложениями в мульде простирается в восток–северо-восточном направлении. Длина складки – около 40 км, а ширина – от 8 до 15 км. Наклон ее крыльев меняется от  $10^\circ$  до  $25^\circ$ . В широкой мульде складки породы залегают практически горизонтально.

В Куэжвуньском горст-антиклинории породы смяты в линейные складки северо-западного простирания шириной 5–10 км и углами падения крыльев около  $20^\circ$ . Складки разбиты сбросами на отдельные блоки. Каменноугольные отложения в сводовой части горст-антиклинория почти повсеместно ограничены сбросами с амплитудой до 1000 м.

Среди разрывных нарушений в Чаун-Иульгинской антиклинальной зоне преобладают разломы северо-западного простирания. Они имеют большую протяженность, контролируют размещение интрузий и зон гидротермально измененных пород. Главным среди разрывов является Кувет-Иульгинский структурный шов. Он попадает в юго-западный угол площади листа R-1, 2 своим небольшим отрезком длиной 20 км, а за его пределами протягивается на 350 км при ширине зоны шва до 15 км [19]. Юго-западная граница шва фиксируется по резкому изменению магнитного поля. В гравитационном поле шов выражается полосой положительных и отрицательных линейных аномалий, разделяющей положительное поле Чаун-Иульгинской зоны от отрицательного поля Паляваамской зоны. В пределах структурного шва локализованы многочисленные интрузии габброидов и гранитоидов и наблюдаются крутопадающие на юго-запад разрывы, по которым суммарная амплитуда смещения достигает 2 км и более. Разломы сопровождаются зонами трещиноватости, окварцевания и милонитизации шириной до 300 м. К зоне Кувет-Иульгинского шва приурочена многочисленная минерализация с проявлениями олова, вольфрама и золота.

Многочисленные разломы северо-западного простирания в Чаун-Иульгинской зоне представляют собой системы ступенчатых сбросов с крутыми сместителями и с суммарной амплитудой смещения по ним до 800 м и более.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания крутопадающие. Они рвут и смещают все геологические образования и разломы северо-западного простирания. Протяженность северо-восточных разломов достигает 30–35 км, они сопровождаются зонами дробления, милонитизации, кварцевыми жилами и дайками пород кислого и среднего составов. Разломы этой группы иногда являются сбросо-сдвигами с горизонтальной составляющей смещения до 1–1,5 км. Вертикальные смещения по ним не превышают первых сотен метров.

Многие разломы тектонических зон подновлены современными движениями по ним, они выражены в рельефе прямолинейными уступами, перехватами и резкими изгибами речных долин.



## СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Основные черты структуры осадочного чехла выражены изогипсами его подошвы. На площади листа выделяются: южный край Северо-Чукотского прогиба, западное окончание вала Барроу, Врангелевское поднятие, Врангелевско-Геральдская зона горстов и грабенных, Геральдское поднятие, Южно-Чукотский прогиб, Лонговское поперечное поднятие и Прибрежная моноклинал. Северо-Чукотский прогиб и вал Барроу расположены на каледонском складчатом основании, а все остальные структуры – на позднемезозойском.

### Северо-Чукотский прогиб

В пределы листа попадает очень незначительная часть внешней зоны южного крыла Северо-Чукотского прогиба, расположенного на территории соседнего с севера листа S-1, 2, где выявлены основные черты его структуры [20]. Как следует из материалов листа S-1, 2, в южном крыле Северо-Чукотского прогиба происходит выклинивание нижних палеозойских и палеозойско-мезозойских сейсмокомплексов в южном направлении (рис. 1, 2). На юге внешней зоны южного крыла Северо-Чукотского прогиба (в пределах рассматриваемого листа R-1, 2) разрез осадочного чехла начинается с верхнепалеозойско-нижнемелового сейсмокомплекса (Ч-II)–(Ч-III), развитого на ограниченной площади. Как этот сейсмокомплекс, так и перекрывающие его более молодые сейсмокомплексы представлены в весьма сокращенной мощности. Их суммарная мощность варьирует от 1 до 3 км. Структурно они слагают очень пологую моноклинал с наклоном слоев с юга на север от первых минут до первых десятков минут. Моноклинал осложнена сбросами субмеридионального и субширотного простирания с амплитудой не более первых сотен метров.

### Вал Барроу

На территории листа R-1, 2 находится западное окончание вала Барроу, выделенного американскими исследователями в районе нефтяного месторождения Прудо-Бей на северном побережье Аляски и трассируемое ими, по сейсмическим данным, в западном направлении [71]. На рассматриваемой площади в строении вала Барроу принимают участие, вероятно, верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские сейсмокомплексы, начиная с группы Лисберн, суммарной мощностью не более 2 км. В структуре вала, в северо-восточном углу листа, по гравиметрическим данным, намечается широкий плоский свод по изогипсе подошвы осадочного чехла 1 км размером 35 × 20 км.

### Врангелевское поднятие

Врангелевское поднятие входит в субширотную систему структур с высоким стоянием складчатого основания и соответственно с редуцированным

осадочным чехлом или полным его отсутствием. Эта система выделялась ранее как Врангелевско-Геральдское поднятие [110] или Врангелевско-Геральдская гряда [43]. Оба эти определения не раскрывают структурную сущность данной системы, поскольку она не является единым поднятием или единой грядой. Анализ всех имеющихся сегодня геолого-геофизических материалов выявил в ее составе (помимо Врангелевского и Геральдского поднятий) равноценную им по масштабу Врангелевско-Геральдскую зону грабенов и горстов, разделяющую эти поднятия.

Врангелевское поднятие занимает обширную площадь в северо-западной части листа R-1, 2 размером до 170 км в широтном направлении и до 185 км в меридиональном, продолжаясь на запад и север за границы территории листа. По своей природе это сводово-блоковая структура, в центре которой находится о-в Врангеля с выведенным на поверхность складчатым фундаментом. Как показывают сейсмические профили МОВ ОГТ и сейсмоакустическое профилирование к востоку и югу от о-ва Врангеля (рис. 17), складчатое основание Врангелевского поднятия следует и на шельфе, составляя его подводный цоколь. По сейсмическим данным, этот цоколь непосредственно выступает на поверхность дна или перекрыт весьма тонким слоем (не более 10–15 м) плиоцен-четвертичных отложений. На о-ве Геральд он воздымается над уровнем моря. На севере и востоке Врангелевского поднятия блоки фундамента ограничены сбросами амплитудой до первых сотен метров. Центральная часть поднятия, включая северную часть о-ва Врангеля, представляет собой опущенный блок, где развиты отложения кайнозоя суммарной мощностью многие десятки, а возможно, и первые сотни метров. Многочисленные сбросы и сбросо-сдвиги в складчатом фундаменте о-ва Врангеля, возможно, появились на этапе образования сводово-блокового поднятия. Такое предположение основывается на совпадении их ориентировки с многочисленными сбросами в Южно-Чукотском прогибе, сформированном после завершения позднемезозойской складчатости. Кроме того, северо-западное замыкание Южно-Чукотского прогиба происходит на сопряжении с Врангелевским поднятием, а о-в Врангеля расположен в полосе простирающейся осевой зоны Южно-Чукотского прогиба, разбитой сбросами.

### **Врангелевско-Геральдская зона горстов и грабенов**

Эта структурная зона разделяет Врангелевское и Геральдское поднятия и соизмерима с ними по своим размерам. Ширина ее достигает 155 км, а протяженность в меридиональном направлении 185 км. Она представляет собой сочетание меридионально ориентированных горстов и грабенов шириной от 10–15 до 25–30 км. Они отчетливо выражены в поле силы тяжести и заверены сейсмическими профилями. Мощность осадочного чехла в пределах горстов не превышает первые сотни метров, а в грабенах достигает 2 км и чуть более. Характерной особенностью зоны является ее асимметричность в поперечном сечении. Это выражается в устойчивом увеличении мощности осадочного чехла с запада на восток. В крайнем западном грабене, в осевой зоне которого расположена



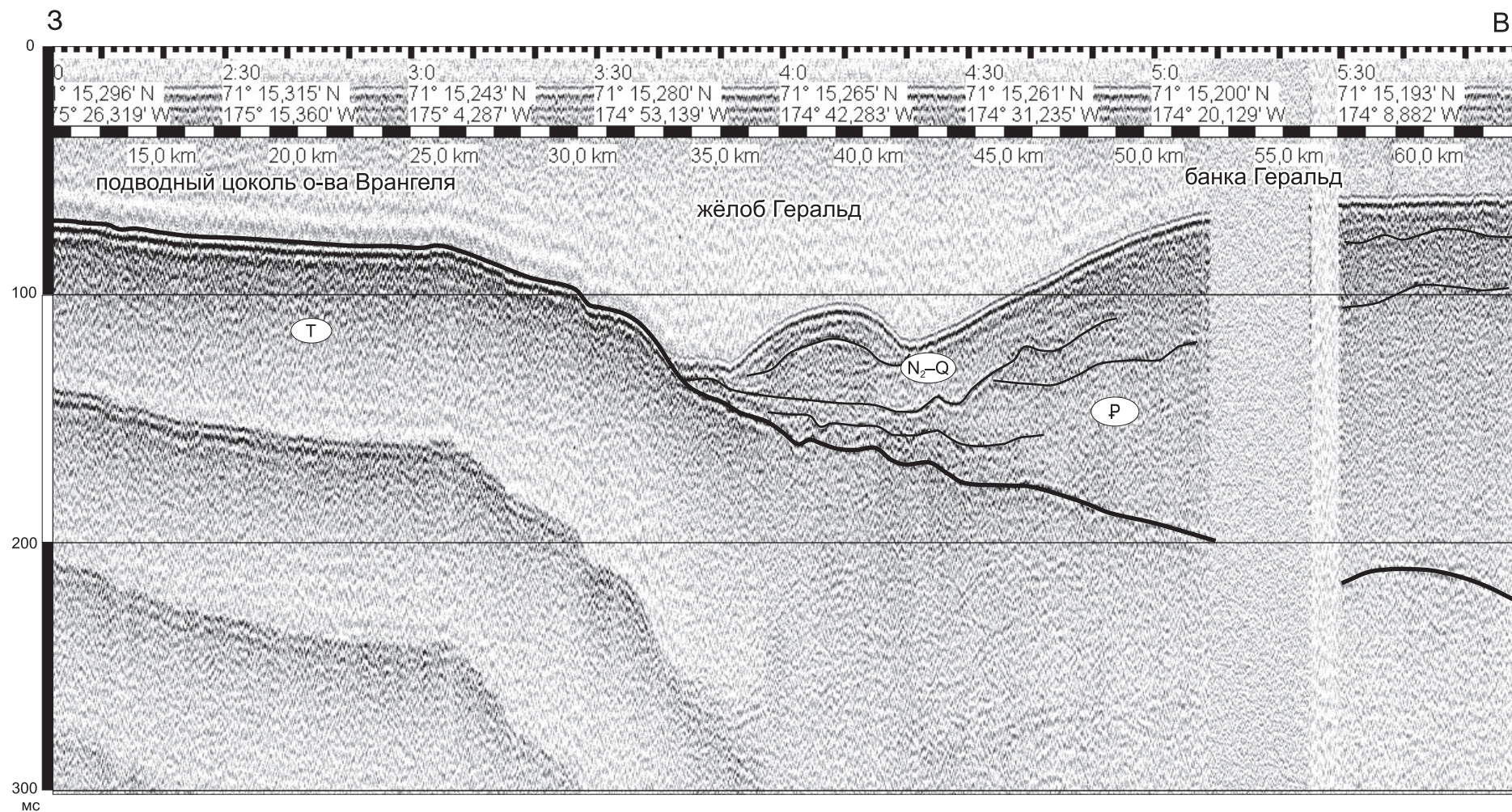


Рис. 17. Фрагмент сейсмоакустического профиля, пересекающего жёлоб Геральд. В западной части профиля видно отсутствие осадочного чехла, на поверхности морского дна выступают складчатые комплексы, предположительно триасового возраста. Палеогеновый и плиоцен-четвертичный чехол появляются только в пределах жёлоба Геральд и банки Геральд. (Составил Е. А. Гусев).

долина Палеоамгуэмы, мощность чехла составляет десятки и первые сотни метров, тогда как в крайнем восточном грабене она превышает 2 км. Западный грабен известен в литературе под названием «Чукотский желоб» (грабен) [43, 110], разделяющий Врангелевское и Геральдское поднятия. Как показал анализ гравиметрического и сейсмического материала, между Врангелевским и Геральдским поднятиями располагается обширная меридиональная Врангелевско-Геральдская зона дробления земной коры. Она выражена и на соседнем с севера листе S-1, 2 в рельефе дна меридиональными грядами и долинами, ограниченными сбросами и, частично, заверенными сейсмическими профилями [20].

### Геральдское поднятие

Геральдское поднятие представлено на площади листа R-1, 2 своей северо-западной частью, ширина которой в северо-восточном направлении составляет 175 км, а протяженность с юго-востока на северо-запад достигает 145 км. По своей структурной конфигурации поднятие является плоским широким сводом с мощностью осадочного чехла в центральной части свода не более первых сотен метров и выступом складчатого основания, предположительно верхнепротерозойского складчатого комплекса, у восточной границы листа. Этот выступ фундамента был установлен сейсмопрофилеированием МОВ, выполненном Полярной экспедицией НПО «Севморгео» в 1976 г. [92]. Последующие сейсмические работы ПГО «Дальморгеология» и особенно треста «Дальморнефтегеофизика», а также сейсмоакустическое профилирование 2006 г. в процессе реализации проекта по подготовке листа R-1, 2 выявили основные черты структуры Геральдского поднятия. Так, в строении маломощного осадочного чехла выделяются два сеймо-стратиграфических подразделения. Верхнее из них установлено только на сейсмоакустических профилях, имеет мощность десятки метров и является покровным неструктурированным образованием. Это подразделение интерпретируется как плиоцен-четвертичный сеймоподкомплекс. Нижнее подразделение, составляющее основную часть разреза чехла, всюду несет следы пластических и разрывных деформаций и интерпретируется как баррем-альбский сеймокомплекс. Это согласуется с данными американских скважин и сейсмических профилей, где неструктурированный кайнозойский сеймокомплекс в виде горизонтального чехла перекрывает отчетливо деформированные отложения нижнего мела, составляющие баррем-альбский сеймокомплекс. Основная часть разрывных нарушений в виде сбросов тяготеет к склонам Геральдского поднятия, осложненным грабенами. Амплитуда смещения по сбросам колеблется от первых сотен метров до 1–2 км и, возможно, чуть более. Так, на крайнем юго-востоке поднятия, на сейсмическом профиле «Дальморгеология» установлен узкий грабен субмеридионального простираения, в котором мощность осадочного чехла достигает 3 км. На северном склоне поднятия зафиксирован более обширный грабен, в котором мощность осадочного чехла также увеличивается до 3 км (рис. 4).



## Южно-Чукотский прогиб

Южно-Чукотский прогиб является наиболее крупной структурой осадочного чехла на листе R-1, 2. Он протягивается в северо-западном направлении от юго-восточного угла площади листа до Врангелевского поднятия на 400 км при максимальной ширине до 210 км. На юго-востоке прогиб продолжается за пределы границ территории листа.

В строении Южно-Чукотского прогиба отчетливо выделяются две зоны: внешняя и внутренняя или приосевая. Мощность осадочного чехла в наиболее прогнутых участках внутренней зоны достигает 5 км и чуть более, а во внешней зоне она не превышает 3 км и на подавляющей части площади внешней зоны составляет 1–2 км. Прогиб полностью располагается на позднемезозойском складчатом основании и, следовательно, возраст его осадочного выполнения датируется не древнее второй половины раннего мела. В составе осадочного чехла прогиба выделяются три сейсмокомплекса: нижнемеловой баррем-альбский (Ч-III)–(Ч-IV), верхнемеловой (Ч-IV)–(Ч-V) и кайнозойский (Ч-V)–(Ч-VII). Кайнозойский сейсмокомплекс залегает с ярко выраженным структурным несогласием на подстилающих сейсмокомплексах (рис. 18, 19, 20). Он совершенно не структурирован, представляя собой плащеобразную толщу осадков мощностью не более первых сотен метров. Верхнемеловой сейсмокомплекс также залегает несогласно на подстилающем баррем-альбском сейсмокомплексе (рис. 18). Но это несогласие выражено несравненно слабее, чем в основании кайнозойского сейсмокомплекса и отчетливо проявляется только на крыльях локальных поднятий, теряясь внутри впадин. Верхнемеловой сейсмокомплекс залегает значительно спокойнее подстилающего сейсмокомплекса. Баррем-альбский сейсмокомплекс характеризуется наиболее контрастной структурой, подчеркиваемой не только рельефом фундамента в основании комплекса, но и деформированностью слагающих его отложений.

Внешняя зона прогиба в северо-восточном его борту имеет ширину от 55 до 90 км. Здесь она граничит с Геральдским поднятием по системе сбросов и заключенных между ними узких грабенов северо-западного простирания. Мощность осадочного чехла в грабенах достигает 2–3 км. В целом же внешняя зона северо-восточного борта прогиба представляет собой пологую моноклиналь с углами наклона первые градусы и лишь на отдельных участках до 10°. Она осложнена местами такими же пологими антиклинальными и синклиналиными перегибами. Во внешней зоне на сопряжении ее с внутренней зоной намечается цепь локальных антиклинальных структур по изогипсе подошвы осадочного чехла 2 км, составляющих полосу протяженностью 310 км при ширине 10–15 км. Размеры структур постепенно уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 35×10 до 5×3 км на крайнем юго-востоке. Вдоль границ этой полосы выделяется ряд продольных сбросов, амплитуда которых не превышает первые сотни метров. Эта полоса антиклинальных структур выделяется нами под названием Северо-Восточного вала.

Внешняя зона прогиба в его северо-западном замыкании имеет протяженность 140 км и ширину от 20 км на сопряжении с юго-западным



Рис. 18. Несогласие в основании верхнемелового сейсмокомплекса. Юго-западный борт внешней зоны Южно-Чукотского прогиба. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-42. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).

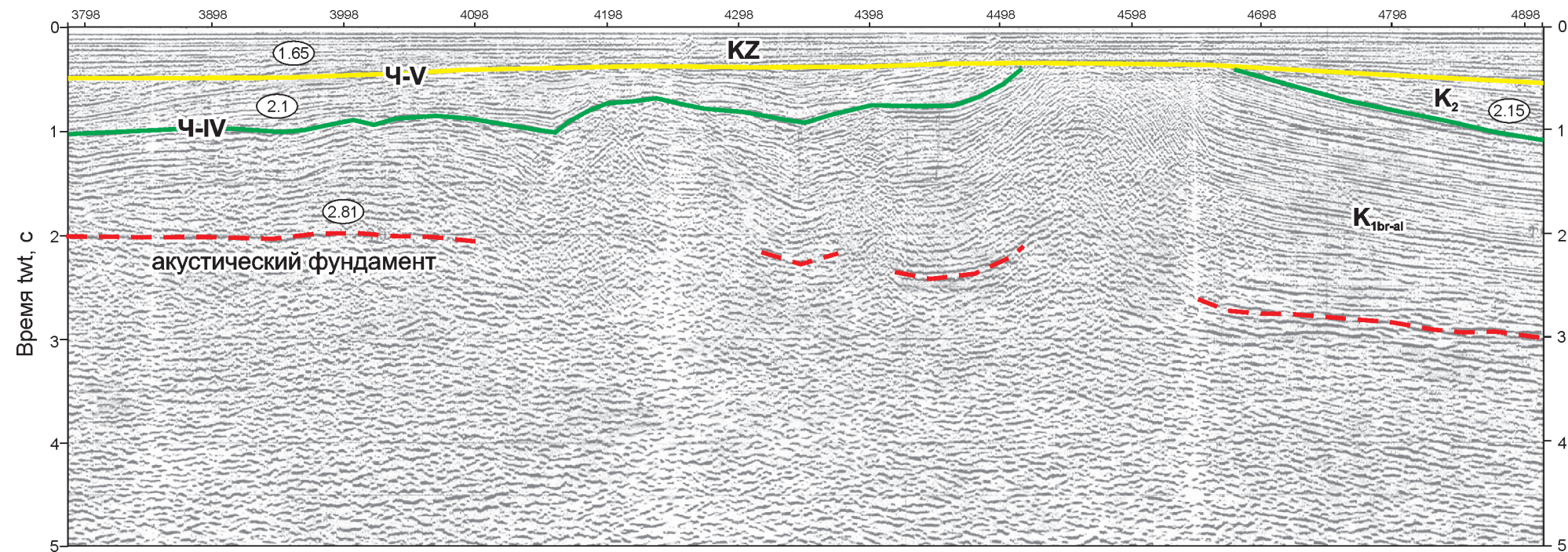
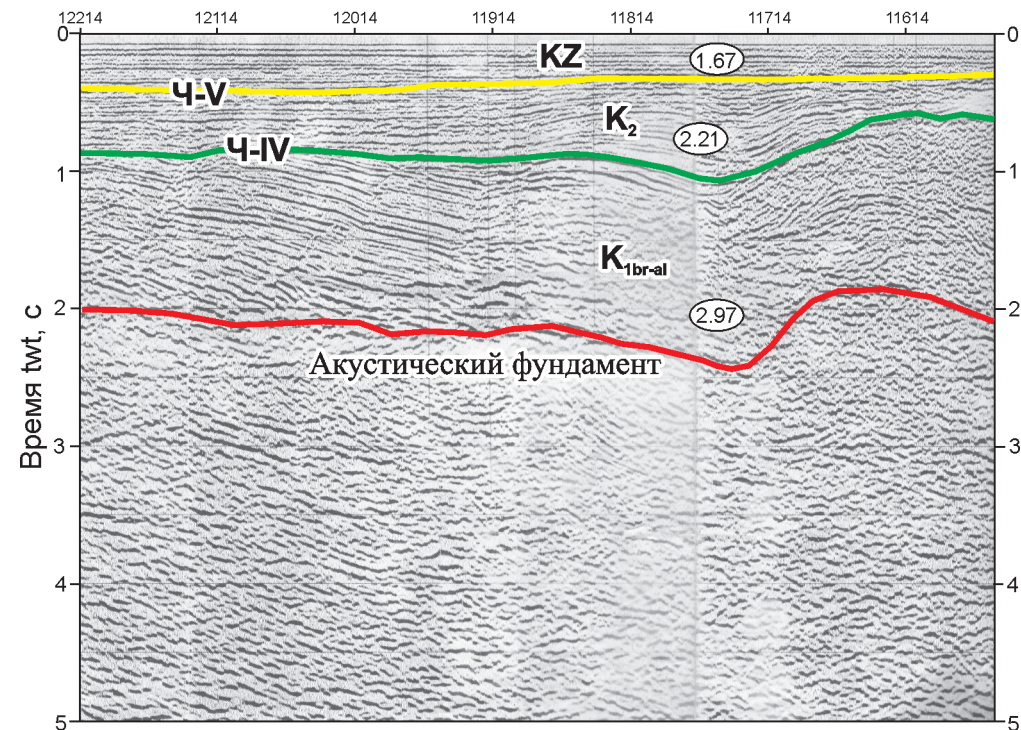


Рис. 19. Зрелый глиняный диапир, осложняющий вал Северный Онман. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-09. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).



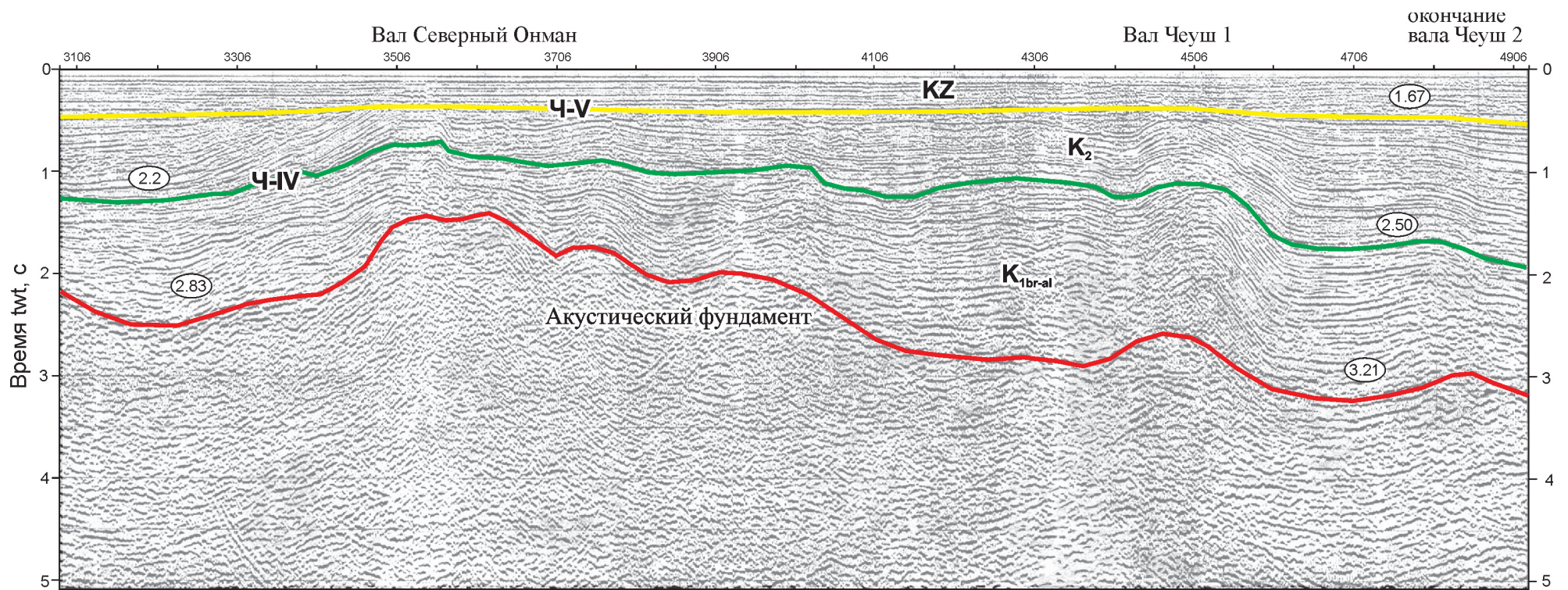


Рис. 20. Начальная стадия глиняного диапиризма на валах Северный Онман и Чеуш 1. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-13. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).

бортом прогиба, до 80 км – с северо-восточным. Это пологая моноклинали с углами 1–2°, осложненная широкими антиклинальными и синклинальными перегибами. В восточной части этого отрезка внешней зоны прогиба выделяется впадина северо-северо-западного простирания размером 75×30 км. Мощность осадочного чехла в этой впадине чуть превышает 3 км. Она характеризуется плоским дном и достаточно крутыми бортами, наклоны которых на отдельных участках достигают 20°.

В юго-западном борту Южно-Чукотского прогиба внешняя зона в пределах площади листа R-1, 2 протягивается на 280 км при ширине от 20 км на северо-западе до 55 км на юго-востоке. Ее строение несколько сложнее по сравнению с северо-восточным бортом прогиба. На фоне общей моноклинали с углами наклона от 1–2° до 5–6° вблизи внутренней зоны в северо-западном участке внешней зоны фиксируются многочисленные и достаточно контрастные антиклинальные и синклинальные перегибы с наклонами крыльев до 20°. В юго-восточном отрезке внешней зоны намечается крупный структурный нос северо-восточного простирания протяженностью 55 км при ширине 40 км. Мощность осадочного чехла в нем возрастает с юго-запада на северо-восток от 1 до 3 км. На его продолжении во внутреннюю зону располагается поперечное поднятие, разделяющее Южно-Шмидтовскую и Колючинскую впадины внутренней зоны. Этот структурный нос мы выделяем под названием Западно-Колючинского.

Внутренняя зона Южно-Чукотского прогиба на площади листа R-1, 2 протягивается на 350 км, ширина ее уменьшается от 100 км на юго-востоке до 65 км на северо-западе. Ее структурный рисунок представляет собой кулисообразное сочетание впадин и разделяющих и осложняющих их валов. Во внутренней зоне с северо-запада на юго-восток выделяются впадины: Северо-Шмидтовская, Южно-Шмидтовская, Колючинская и Хоуп. Положительные структуры представлены валами Онман, Западный Онман и Северный Онман, а также Чеуш-1 и Чеуш-2.

Северо-Шмидтовская впадина размером 100×50 км характеризуется крутыми бортами (до 30° на отдельных участках) и широким плоским дном. В ней кулисообразно расположены две ячеи, в которых мощность осадочного чехла чуть превышает 5 км. Между ячеями находятся два вала Чеуш-1 и Чеуш-2 шириной каждый из них 5–6 км и протяженностью 50–70 км. На южном фланге вала Чеуш-1 выделяется брахиантиклиналь размером 15×5 км и амплитудой 1 км. Юго-западный борт Северо-Шмидтовской впадины осложнен сбросами северо-западного простирания амплитудой в несколько сот метров.

Южно-Шмидтовская впадина размером 110×70 км по своей структуре подобна Северо-Шмидтовской, но менее контрастна. Наклоны ее бортов не превышают 7–8°. В широком дном впадины также выделяются две кулисообразно расположенные ячеи с мощностью чехла 5 км, разделенные валом Северный Онман. Протяженность вала северо-северо-западного простирания составляет 45 км, ширина его уменьшается в том же направлении от 20 до 10 км, наклон крыльев достигает 10–12°, а мощность осадочного чехла меняется от 2,5 до 4 км к центру впадины.



На крайнем юге площади листа находится северное окончание Колючинской впадины. Ее северная часть размером  $50 \times 50$  км характеризуется широким (20–25 км) плоским днищем и пологими бортами ( $4-5^\circ$ ). Мощность осадочного чехла в ее центральной части превышает 4 км.

Впадина Хоуп (бассейн Хоуп в американской терминологии) является самой крупной депрессией в Южно-Чукотском прогибе. Ее протяженность на площади листа составляет 180 км, а ширина 45 км. В юго-восточном направлении она продолжается за пределы рассматриваемой площади. С точки зрения терминологии, эта структура не совсем соответствует определению «впадина», для которой соотношение ширины и длины принято не более 1:3. Но поскольку в нашей литературе она фигурирует как впадина [43], нет смысла пересматривать ее терминологическую сущность.

Линейность впадины Хоуп, отличающая ее от других впадин, выражается и в большей напряженности ее структуры. Центральная часть впадины, где фиксируется погружение подошвы осадочного чехла на глубину более 5 км, занимает значительные площади. При этом пликативные деформации чехла в виде антиклинальных и синклинальных перегибов проникают в центральную часть впадины. Эти деформации представляют собой своеобразные виргации от валов, обрамляющих борта впадины. Углы наклона бортов впадины Хоуп достигают  $10-12^\circ$ . Борта впадины и ее центральная часть разбиты многочисленными продольными сбросами, амплитудой в большинстве случаев в сотни метров.

Вал Онман отделяет впадину Хоуп от Колючинской и Южно-Шмидтовской впадин. Протяженность вала с юго-востока на северо-запад в пределах листа R-1, 2 составляет 170 км при ширине от 30 км на юго-востоке до 15–18 км в центральном и северо-западном отрезках. Мощность осадочного чехла в пределах вала варьирует от 2–3 км на флангах до 4 км в центральной части. Углы наклона крыльев вала меняются от  $3-5^\circ$  на крайнем юго-востоке до  $10-12^\circ$ , а на отдельных участках и до  $20^\circ$ : в центральной и северо-западной частях. На северо-западном фланге вала намечается локальная положительная структура, замкнутая по изогипсе 3 км. Ее протяженность 35 км, ширина 10–15 км. Центральная и северо-западная части вала разбиты продольными сбросами, амплитуда которых колеблется от нескольких сот метров до 1–1,5 км. По всем разрывам сброшенными являются северо-восточные блоки. Ранее этот вал был выделен под названием вала Коцебу [110], что, с учетом всего накопленного фактического материала, нельзя признать сегодня правомерным. На ранних этапах исследований американской части шельфа Чукотского моря американскими исследователями выделялись с севера на юг валы Онман и Коцебу, разделяющие соответственно впадины Шмидтовская и Хоуп и далее Хоуп и Селавик. Все структуры, за исключением Шмидтовской впадины, имели в то время субширотные простирания, что отражено в известной работе «Моря Советской Арктики», [43]. Последующие исследования на российской части шельфа выявили северо-западное простирание структур [110], следовательно между впадинами Шмидтовской (или Южно-Шмидтовской) и Хоуп должен находиться вал Онман, а не Коцебу, что соответствует результатам первого этапа исследований.

Вал Северный Онман северо-западного простирания ограничивает с юго-запада Северо-Шмидтовскую впадину и продолжается на юго-восток, отделяя ее от Южно-Шмидтовской впадины. Намечается и северо-западное продолжение вала во внешнюю зону прогиба, где он вырождается. Общая его протяженность 135 км, ширина 15 км, а на северо-западном отрезке сокращается до 5–7 км. Ранее этот вал некоторыми исследователями включался в вал Коцебу, как и вал Онман [110]. Независимо от названий положительных структур в настоящее время установлено кулисообразное расположение основных структурных элементов Южно-Чукотского прогиба, и вал Северный Онман выступает в качестве самостоятельной структуры. Крылья вала Северный Онман имеют наклон от 10–12° до 20°. Северо-западная часть вала рассечена продольными сбросами как в крыльях, так и в своде. Плоскости сбросов в северо-восточном крыле падают на северо-восток в сторону Северо-Шмидтовской впадины, а в юго-западном крыле и сводовой части – на юго-запад. Создается впечатление, что вал является штамповой структурой над выступающим блоком складчатого основания.

Во внутренней зоне Южно-Чукотского прогиба развиты глиняные диапиры, осложняющие валы и отдельные положительные структуры. Они установлены в пределах вала Северный Онман (рис. 19) и вала Чеуш 1 (рис. 20). Диапиры находятся на разных стадиях своего развития – от начальной до зрелой.

Лонговское поперечное поднятие отделяет Южно-Чукотский прогиб от системы впадин, охватывающих Врангелевское поднятие с юго-запада и запада [9]. Размеры Лонговского поднятия на площади листа R-1, 2 – 130 км в широтном направлении и 75–125 км в меридиональном. Мощность осадочного чехла в его пределах заведомо меньше 1 км. К сожалению, структура чехла остается неясной ввиду отсутствия сейсмических профилей на поднятии. В поле силы тяжести читаются отдельные гравитационные ступени, между которыми заключены пониженные значения поля. Они проинтерпретированы как сбросы, ограничивающие грабены. В грабенах мощность осадочного чехла может возрастать до многих сотен метров.

Прибрежная моноклираль шириной 60–80 км располагается между горно-складчатыми сооружениями материковой суши с одной стороны и Лонговским поперечным поднятием и Южно-Чукотским прогибом с другой. В ее строении принимают участие все три сейсмокомплекса, выполняющие Южно-Чукотский прогиб, но постепенно выклинивающиеся в сторону материка в последовательности от нижних частей разреза к верхним. Суммарная мощность чехла постепенно сокращается с северо-востока на юго-запад от 1 км до первых десятков метров в прибрежных равнинах на суше. Углы наклона моноклинали уменьшаются в сторону материка от 1° до первых минут.

## ДВУХМЕРНОЕ ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Рассматриваемый регион характеризуется отсутствием данных глубинного сейсмического зондирования. В связи с этим, положение границы Мохо при построении сейсмоплотностных моделей изначально вводилось



по данным работы [60]. В работе представлены данные о глобальном распределении осредненных глубин поверхности Мохоровичича на всей Земле, рассчитанные на базе всей доступной сейсмической информации.

Положение границ, установленных по результатам сейсмической интерпретации в ходе моделирования не изменялось. Варьировалось лишь положение границы Конрада (верхняя–нижняя кора), введенной в модели условно, и границы Мохо. Моделирование выполнялось с использованием кривой аномального гравитационного поля в редукции Буге, с плотностью промежуточного слоя  $2,67 \text{ г/см}^3$  при проведении моделирования в программе «GM-SYS» [78].

Пластовые скорости с сейсмических разрезов при помощи зависимости Нейфа-Дрейка [77] были пересчитаны в плотности в блоках модели. Диапазон изменения плотностей в блоках следующий: осадочный чехол –  $1,9\text{--}2,42 \text{ г/см}^3$ , верхняя континентальная кора –  $2,67 \text{ г/см}^3$ , верхняя континентальная кора –  $2,85 \text{ г/см}^3$  и мантия –  $3,2 \text{ г/см}^3$ .

Первая модель, построенная вдоль линии геологического разреза АБВ, протягивается из области Новосибирско-Чукотской складчатой системы в северо-восточном направлении до границы начала Северо-Чукотского прогиба. Мощность коры под горными сооружениями в пределах листа по результатам расчетов достигает 35 км. Затем она постепенно уменьшается до 29 км в пределах прибрежной моноклинали (см. схему тектонического районирования) и достигает минимальных значений в Южно-Чукотском прогибе – 27,5 км. Мощность осадочного чехла в последнем не превышает 5,4 км. Далее линия модели пересекает Врангельско-Гренландскую зону горстов и грабенов, где мощность осадочного чехла составляет менее 1 км, а коры – нарастает до 30–31 км. Северо-восточная часть модели характеризуется плохой корреляцией наблюдаемого и расчетного аномальных гравитационных полей, что связано, по-видимому, с недостаточностью сейсмического материала, на базе которого строился геологический разрез по линии АБВ. Положение границы Конрада в модели изменялось для компенсации средневолновой составляющей расчетного аномального гравитационного поля и варьирует в незначительных пределах – от 13,5 до 15,5 км. Минимальное положение она занимает в пределах Южно-Чукотского прогиба.

Модель вдоль линии геологического разреза ГДЕ также протягивается в северо-восточном направлении, начинаясь в районе прибрежной моноклинали и оканчиваясь в Северо-Чукотском прогибе. В юго-западной части модели мощность коры уменьшается от 36 км в пределах моноклинали до 29–30 км под депоцентром Южно-Чукотского прогиба. Мощность осадочного чехла здесь также не превосходит 5,5 км. Далее, под Геральдским поднятием мощность коры наращивается до 33–35 км и начинает постепенно снижаться при приближении к Северо-Чукотскому прогибу до значений 31–32 км. Осадочный чехол, вырождающийся на поднятии до 0,5 км и менее, в Северо-Чукотском прогибе в рамках рассматриваемого листа геологической карты увеличивает свою мощность до 1,5–1,8 км. Поверхность Конрада в данной модели ведет себя более рельефно, по сравнению с вышеописанной моделью. Ее положение колеблется в пределах 11–16,5 км.

Результаты моделирования позволяют сделать следующие обобщающие выводы. Район Чукотского моря в рамках листа R-1, 2 характеризуется наличием нормальной континентальной коры, мощность которой варьирует в пределах 27,5–36 км. Минимальных значений она достигает в Южно-Чукотском прогибе. Модели, построенные на основании геологических разрезов и дополненные данными о положении границы М из публикаций, в целом согласуются с аномальным гравитационным полем. Однако разница амплитуд наблюдаемого и расчетного полей, а также форма коротковолновых аномалий наблюдаемого поля свидетельствуют о недостаточной детальности гравиметрических наблюдений на шельфе Чукотского моря.

## СХЕМА ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Глубинное строение района отражено на схеме глубинного строения, построенной на базе анализа потенциальных полей, сейсмометрических данных МОВ и результатах двухмерного сейсмоплотностного (гравитационного) моделирования.

Результаты сейсмических исследований свидетельствуют о том, что весь рассматриваемый район расположен на континентальной земной коре. Гравитационное моделирование позволило получить оценки ее мощности по линиям геологических разрезов АБВ и ГДЕ. На основании вышеперечисленных данных, в пределах рассматриваемого листа континентальная кора была разбита на девять блоков, отнесенных к четырем типам:

1) блоки консолидированной коры, выступающие над уровнем моря на высоту до 1–1,4 км. К ним относятся центральная часть Врангельского поднятия и материковая часть Новосибирско-Чукотской складчатой системы. Они характеризуются максимальными значениями мощности коры, достигающей здесь значений не менее 35–36 км;

2) блоки с приповерхностным залеганием консолидированного основания – это периферийная часть Врангельского поднятия, Геральдское поднятие и прибрежная часть Новосибирско-Чукотской складчатой системы, перекрытые маломощным осадочным чехлом (менее 1 км). Мощность коры здесь варьирует в пределах 30–35 км;

3) блоки с консолидированным основанием, перекрытые осадочным чехлом мощностью до 3–5,4 км. В структурном плане это зоны Северо-Чукотского и Южно-Чукотского прогибов, характеризующиеся незначительным утонением земной коры до значений порядка 28–30 км;

4) блоки, переходные между блоками 2 (поднятиями) и 3 (прогибами) с мощностью осадочного чехла до 1–2 км. К ним отнесены Врангельско-Геральдская зона горстов и грабенов и Лонговское поперечное поднятие. Мощность коры здесь колеблется около отметки в 30 км.

Слабая изученность данного района грави- и магнитометрическими методами, отсутствие натуральных сейсмометрических данных о его глубинном строении не позволили провести более детальное его расчленение на базе геофизических материалов.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

### Методика составления геоморфологической карты морского дна

Геоморфологическая карта территории листа R-1, 2 масштаба 1 : 1 000 000 построена на географической основе того же масштаба, специально подготовленной Центральным Гидрографическим Предприятием Военно-Морского флота (ЦКП ВМФ ГУНиО МО РФ). Рельеф дна на географической основе до глубин 60 м показан изобатами, проведенными через 5 м, а глубже через 10 м, что позволяет выявить его основные особенности. Геоморфологическая карта и легенда к ней составлены по аналитическому принципу, принятому при создании Госгеолкарты Российской Федерации [61]. При этом использована современная методика, базирующаяся на системно-морфологическом подходе [28, 36, 37, 38], которая ранее успешно применялась при составлении геоморфологических карт арктического шельфа (листы Госгеолкарты: R-38, 40; S-36–38; S-55, 56; S-57, 58; S-59, 60; S-1, 2; T-51, 52; T-55, 56; T-57–60). Данный метод позволяет сначала наиболее полно выявить все особенности морфологии земной поверхности, а затем на этой основе с привлечением других данных провести генетическую и возрастную интерпретацию выделенных морфологических элементов.

Сначала было проведено разделение дна на однородные в морфогенетическом и возрастном отношении элементарные поверхности и образованные ими формы с использованием структурных линий пяти типов: гребневых, килевых, линий выпуклого и вогнутых перегибов, а также морфоизограф. Первые четыре характеризуют земную поверхность в профиле, а морфоизографы разделяют участки с различной формой в плане. Значки, сопровождающие структурные линии на геоморфологической карте, играют роль бергштрихов.

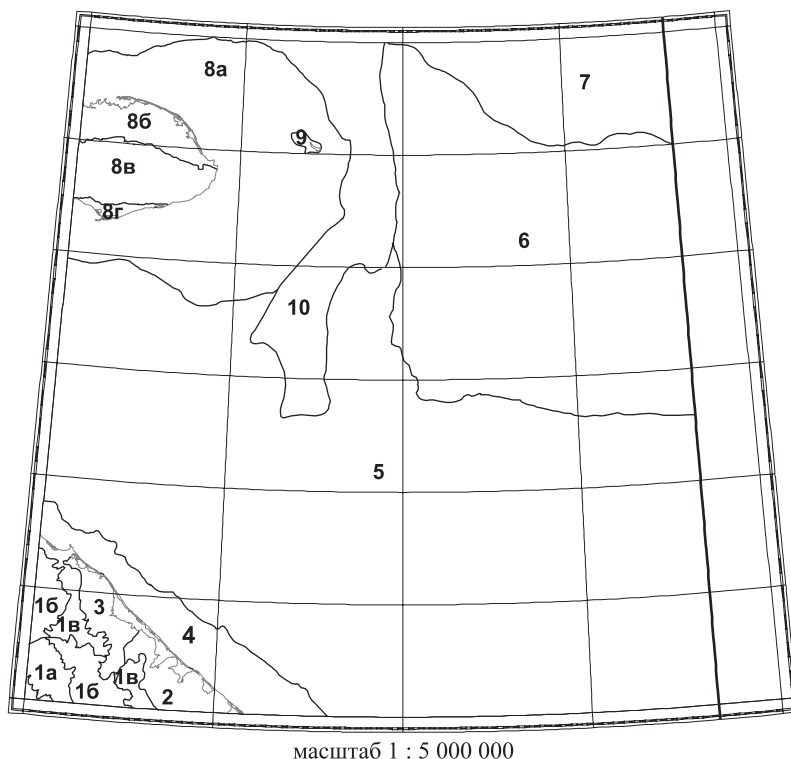
Морфологический каркас рельефа на рассматриваемой площади Чукотского моря в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба, а также морфоизографами. Поскольку в подводном рельефе все резкие границы в большей или меньшей степени сглажены за счет абразионно-аккумулятивного выравнивания, килевые и гребневые линии, а также характерные точки имеют второстепенное значение. Помимо отдельных элементарных поверхностей, выделены комплексы-формы, разделение которых на отдельные элементы в данном масштабе нецелесообразно. К ним относятся подводные долины, замкнутые переуглубления в их днищах, отдельные положительные формы различного генезиса.

Генезис рельефа показан цветом [61] – главным изобразительным средством, используемым при составлении геоморфологических карт по аналитическому принципу. Определение генезиса рельефа базировалось главным образом на батиметрических данных, на материалах сейсмопрофилирования, данных плиоцен-четвертичных отложений, а также на материалах отчетов о ранее проведенных исследованиях, на анализе рельефа соседних листов и на литературных источниках.

Возрастные характеристики рельефа определялись с помощью комплексной методики, учитывающей данные по палеогеографии, данные плиоцен-четвертичных отложений, и по истории развития рельефа данного региона в целом. Длительность формирования рельефа приведена в легенде к геоморфологической карте. Поскольку не на всех участках шельфа имеется достаточно данных для детальной характеристики рельефа, то возраст рельефа определен в самых общих чертах. Не удается датировать и стадии стояния морского бассейна в позднем неоплейстоцене, выявляемые по геоморфологическим данным. В том числе вызывает трудности определение уровня последней крупной регрессии позднего неоплейстоцена (сарганской, по сибирской шкале). Этот вопрос является остро дискуссионным для всего арктического шельфа. Что касается данного листа, то здесь решение этого вопроса затрунено еще и принадлежностью к району с активными дифференцированными неотектоническими движениями [61].

Границы площади листа R-1, 2 охватывают южную часть шельфа Чукотского моря, а также островную и материковую сушу. Крупные орографические элементы (рис. 21) осложняются более мелкими формами. Границы орографических элементов, как правило, четко выражены в рельефе. В пределах шельфа к таковым относятся пологий Чукотский склон с относительными превышениями порядка 35–40 м и наклонная Южно-Чукотская равнина на глубинах 35–50 м, расположенные на юге территории листа. Обширная банка Геральд [27] с относительным превышением 30 м, осложненная Северной террасой на глубинах свыше 50 м, приурочена к северной части листа, как и подводные склоны поднятий о-ва Врангеля с относительным превышением до 55–60 м и о-ва Геральд с относительным превышением до 30 м. На их склонах встречаются единичные подводные долины. Банка Геральд и поднятие о-ва Врангеля между собой разделяются желобом Геральд. В границах площади листа он представлен своими верховьями и прослеживается далее в субмеридиональном направлении в сторону Северо-Чукотской равнины. Верховье желоба располагается на отметках 55 м. Глубина его днища увеличивается в сторону Северо-Чукотской равнины от 55 до 70–90 м в пределах листа и далее на север – до 170 м. Ширина желоба на широте о-ва Врангеля составляет порядка 35–40 км и врез 30–60 м. В своих верховьях желоб расширяется до 48 км, врез его значительно уменьшается. В воронке желоба имеется субгоризонтальная вложенная терраса абразионно-аккумулятивного генезиса.

В пределах островной суши в северной части поднятия Врангеля выделяется Низменная приморская равнина тундры Академии. Комплекс горных сооружений расположен в центральной его части, а на юге прослеживается Приморская равнина Южной тундры. Выделенные равнины



**Рис. 21. Орографическая схема масштаба 1:5 000 000.** (Составила О. Г. Ромащенко).

Орографические элементы: 1 – Чукотское нагорье (1а – Куэзвуньское поднятие, 1б – Тауреранский купол, 1в – Экиатапская зона поднятий); 2 – Ванкаремская низменность; 3 – Экиатапская низменность; 4 – Чукотский склон; 5 – Южно-Чукотская равнина; 6 – возвышенность (банка) Геральда; 7 – Северная терраса возвышенности Геральда; 8 – поднятие Врангеля (8а – подводные склоны, 8б – низменность тундры Академии, 8в – комплекс горных сооружений, 8г – низменность Южной тундры); 9 – поднятие о-ва Геральд; 10 – желоб Геральд.

отличаются выровненным сглаженным рельефом с абс. выс. до 60–80 м. Выровненные поверхности осложнены густой эрозионной сетью. В морфоструктурном плане от комплекса горных сооружений равнины отделены зонами субширотных тектонических нарушений. Горные сооружения имеют более сложное строение, где на фоне общего воздымания выделяются отдельные морфоструктуры блоковых поднятий. Их рельеф тесно связан с тектоническим строением острова. Среди массивов воздымания четко выделяются субширотные межгорные депрессии с долинными педиментами. Эта область характеризуется наибольшим разнообразием генетических категорий рельефа: поверхности и склоны структурно-денудационные, денудационные, денудационно-эрозионные, денудационные поверхности выравнивания и педименты и т. д. [47].



Материковая часть суши представлена прибрежными Ванкаремской и Экиатапской низменностями, а также Чукотским нагорьем. Здесь низменности располагаются в области прибрежных неотектонических впадин, прослеживающихся вдоль морского побережья и неоднократно подвергавшиеся трансгрессии. Их рельеф полого-холмистый, с фрагментами морских террас. Низменности располагаются на абс. отм. до 100–120 м. В пределах Чукотского нагорья в границах листа выделяются три зоны относительных и локальные поднятия различной амплитуды: непосредственно примыкающая к прибрежным низменностям Экиатапская зона умеренных поднятий, далее на юг Тауреранский отпрепарированный купол интрузивов и Куэквунское горстовое поднятие [19].

В настоящее время рельеф суши (преимущественно реликтовый доголоценовый) и современного шельфа испытывают воздействие различных рельефообразующих агентов: на суше господствуют наземные рельефообразующие процессы, в то время как на шельфе ведущими являются субаквальные процессы. Осадки голоцена в пределах шельфа имеют почти повсеместное распространение, в большей или меньшей степени нивелируя геоморфологические элементы, созданные в предшествующие этапы развития. Своеобразие подводного и надводного рельефа, а также специфики их генетической и возрастной интерпретации позволяют описывать эти объекты отдельно.

## **РЕЛЬЕФ ОСТРОВНОЙ И МАТЕРИКОВОЙ СУШИ**

Рельеф всей территории листа формировался в едином ритме неотектонической активизации региона на фоне многократных трансгрессий арктического бассейна [48]. В пределах суши выделяются:

- острова Врангеля и Геральд;
- приморские районы материка.

В соответствии с типовой легендой геоморфологических карт в пределах Чукотского моря выделены следующие основные категории рельефа: денудационно-конструктурный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

### **Денудационно-конструктурный рельеф**

Крутые склоны низких гор с абс. выс. до 1200 м с преобладанием осыпных склонов распространены в пределах Чукотского нагорья материковой суши и располагаются в зоне Куэквунского поднятия. Глубина эрозионного расчленения здесь составляет 900–1000 м. Альпинотипный облик рельефа обусловлен широким развитием ледниковых цирков и каров, троговых долин. Временные водотоки выработали здесь долины с V-образным поперечным профилем, местами образовали узкие ущелья. Крупные водотоки имеют здесь вогнутые и прямые обвально-осыпные, осыпные, делювиально-осыпные склоны с многочисленными конусами осыпания. Водоразделы узкие, в ряде случаев гребневидные, вершины

пирамидальные, в пределах развития гранитоидов. Возраст рельефа определен как миоцен-голоценовый.

Крутые и средней крутизны склоны низких гор с абс. выс. до 900 м с преобладанием делювиально-коллювиальных склонов и следами ледниковой обработки выделяются в зоне Экиатапских умеренных поднятий и частично охватывают Тауреранский купол отпрепарированных интрузивов. Глубина эрозионного расчленения здесь достигает 300–600 м. Долины корытообразные, в истоках V-образные, днища их обычно заняты отложениями ледникового комплекса. Водорозделы узкие сглаженные, местами со скальными останцами. Возраст рельефа определен как миоцен-голоценовый.

Средней крутизны склоны низких гор (до 500 м) с преобладанием делювиально-солифлюкционных склонов выделяются в обрамлении неотектонических впадин. Это слаборасчлененный рельеф с глубиной эрозионного вреза 100–300 м. Водоразделы широкие, сглаженные на терригенных породах и гранитоидах. Характерной чертой сглаженного низкогорья являются делювиально-солифлюкционные и солифлюкционные шлейфы на выположенных склонах. Местами делювиально-солифлюкционные шлейфы противоположных склонов долин смыкаются и частично или полностью перекрывают днища и аллювиальные террасы, образовавшиеся ранее [19]. Возраст рельефа определен как миоцен-голоценовый.

Крутые и средней крутизны склоны низких гор и предгорий с абс. выс. 200–800 м прослеживаются в центральной части о-ва Врангеля. Рельеф области горных сооружений характеризуется рядом субширотно вытянутых хребтов и отдельных массивов, расчлененных речными долинами. Ширина этой области – порядка 25 км. Здесь расположены такие горные сооружения, как горы Центральные и Минеева. Относительные высоты их вершин и водоразделов достигают 200–700 м. В центральной части острова на север обычно обращены крутые (30° и более) уступы и склоны. Формирование южных склонов горных массивов в некоторой мере контролируется реликтами древних эрозионных поверхностей. Характерной особенностью современного рельефообразования является интенсивное разрушение горных массивов под действием денудационных и эрозионных процессов в криогенных условиях [47].

### Денудационный рельеф

При неоднократной смене восходящих и нисходящих движений горных сооружений о-ва Врангеля сохранились педипленизированные поверхности палеогенового, плиоцен-неоплейстоценового возраста, разделенные затем комплексом эрозионно-денудационных процессов на отдельные массивы и гряды. В условиях арктического климата морозное выветривание, солифлюкция обусловили быстрое отступление склонов, образование сильно расчлененного низкогорья. Среди денудационных поверхностей и склонов выделяются:

– поверхности выравнивания на абс. выс. 300–800 м, созданные комплексной денудацией и срезающие древнее складчатое основание палеогенового возраста;

– субгоризонтальные и слабонаклонные поверхности педиментов на абс. выс. 180–300 м выделяются в пределах морфоструктуры горных сооружений, неогенового возраста;

– наклонная холмисто-увалистая равнина на абс. выс. 120–200 м, созданная под действием комплекса денудационных процессов, плиоцен-неоплейстоценового возраста;

– денудационно-эрозионные склоны, созданные глубинной и боковой эрозией временных потоков, поздненеоплейстоцен-голоценового возраста.

В пределах гор Центральная и Минеева на пологонаклонных водораздельных пространствах на абс. отм. 300–800 м выделяется педиplen, представляющий собой серию разноуровневых некомпенсированных поверхностей выравнивания, отделенных друг от друга уступами и склонами различной крутизны. Данные поверхности были созданы под воздействием комплексной денудации, характеризуются уклонами к периферии низкогогорий.

По периферии низкогогорья на абс. отм. 180–300 м развиты субгоризонтальные и слабонаклонные поверхности педиментов с останцовыми грядами и эрозионными ложбинами. Они имеют неровный ступенчатый мезорельеф и покрыты маломощным разорванным чехлом элювиально-делювиальных отложений. Расположены данные поверхности педиментов в пределах наклонной холмисто-увалистой равнины с абс. отм. 120–200 м, созданной под действием комплексной денудации и характеризующейся сглаженными, выровненными склонами, субгоризонтальными плоскими водораздельными поверхностями [47]. Такая же наклонная холмисто-увалистая денудационная равнина характерна и для о-ва Геральд.

Денудационно-эрозионный рельеф представлен склонами речных долин, имеющих широкое распространение в низкогогорье о-ва Врангеля. На его формировании сказался характер тектонических движений, структура и литология подстилающих пород, климат, а также формы рельефа, предшествовавшие заложению рек. Крутые денудационно-эрозионные склоны, развитые в пределах низкогогорий центральной части о-ва Врангеля, существенно переработаны процессами плоскостного смыва. Имеют плавные очертания, часто прямолинейны. Они активно разрабатываются обвальными-осыпными процессами, наряду с выработкой поперечных эрозионных борозд и ручьев. Более пологие денудационно-эрозионные склоны образуют выположенные борта в верховьях всех рек низкогогорья о-ва Врангеля, где протекают процессы медленной солифлюкции и делювиального сноса [47].

### **Денудационно-аккумулятивный рельеф**

Плоские слабонаклонные озерно-аллювиальные приморские равнины на абс. выс. от 20 до 80–120 м расположены в районе низменных равнин тундры Академии на севере о-ва Врангеля и Южной тундры на юге острова. Обе равнины вытянуты в субширотном направлении и выработаны в пределах озерно-болотных отложений, представленных маломощным песчано-илистым материалом с прослоями торфа. Рельеф их поверхностей

ровный, сглаженный, осложненный густой эрозионной сетью, заболоченными участками и редкими отдельными фрагментами древних морских террас средне-позднеплейстоценового возраста. Формирование речной сети происходит под влиянием преобладающих процессов боковой эрозии. Возраст рельефа равнин определен как неоплейстоценовый.

Пологонаклонные равнины, созданные комплексом склоновых процессов, представляют собой пролювиально-делювиальные шлейфы неоплейстоценового возраста на абс. выс. 80–100 м, расположенные у подножия денудационных склонов и гряд низкогорного рельефа, а также примыкает с севера к денудационной холмисто-увалистой равнине. Образование данной равнины обусловлено интенсивным перемещением пролювиальными потоками грубозернистого материала к подножию склонов [47].

### Аккумулятивный рельеф

В пределах территории листа данная категория рельефа распространена повсеместно в прибрежной полосе о-ва Врангеля и материковой суши. Он представлен речными и озерными террасами, аллювиально-морскими равнинами с комплексом морских террас, а также ледниковыми формами.

Современные косы, пляжи, береговые валы, бары, поверхности террас на абс. выс. 0–10 м имеют большое распространение вдоль береговой линии, как в прибрежных районах суши, так и на островах. Они представляют собой надводный комплекс аккумулятивного рельефа, соответствующий поверхности формирующегося современного мелководного шельфа. Поверхность кос ровная, плоская песчаная, высота равна 2–3 м, иногда достигает 4,5–5 м. Вдоль основной части материкового побережья, а также северной и южной частей о-ва Врангеля вытянуты береговые бары. Они представляют собой галечные и песчано-гравийные валы длиной до 20–60 км, шириной 60–200 м, реже до 1000 м, отгораживающие от моря обширные лагуны. Современные бары имеют высоту 2–3 м. Вблизи устьев крупных рек бары прорезаны узкими проливами. К внешним сторонам баров примыкают односторонние песчано-галечные пляжи шириной 30–50 м. Северные пляжи плоские, широкие песчаные или ракушечно-песчаные с редкой галькой. Высота их 3 м, но иногда достигает 10 м. На берегах лагун пляжи более узкие и часто без заметного уступа переходят в поверхность низких террас [19, 47].

В удалении 7–15 км от современного берега на поверхности равнины выступают субшироко вытянутые валы с абс. выс. 20–25 м при относительном превышении 10 м. Эти валы представляют собой палеокосы и бары, фиксирующие последнюю стадию стояния позднеплейстоценового моря. В отличие от современных баров, местами перемываемых при штормовых ветрах, они имеют на поверхности площадки, покрытые тундровой растительностью, и серии заболоченных понижений.

Днища речных долин с комплексом террас на высотах от 0,5–2 до 3–5 м представлены как на островах, так и на материковой суше и имеют позднеплейстоцен-голоценовый возраст. Долины крупных рек имеют широкие русла. В речных долинах о-ва Врангеля повсеместно прослеживаются

аккумулятивные террасы высотой 0,5–1,5 м, сложенные галечно-гравийным материалом с крупнозернистым песком. В долинах водотоков горной части материковой суши выделяются три уровня аккумулятивных террас: пойменная и две надпойменные. Пойменная терраса отчетливо выражена в долинах крупных рек и имеет высоту 1–1,5 м. Первая надпойменная терраса имеет высоту от 1 м в мелких водотоках до 3–4 м в крупных речных долинах. Пойменная и первая надпойменная террасы, как правило, хорошо выражены в рельефе. Вторая надпойменная терраса сохранилась на значительных участках долин всех основных водотоков, возвышаясь над урезом воды на 6–10 м. Все аккумулятивные террасы сложены галечниками [47, 88, 19].

Наклонные плоско-волнистые аллювиально-морские равнины распространены в прибрежных зонах Экиатапской и Ванкаремской низменностей материковой суши. В пределах равнин распространены фрагменты второй и третьей морских террас, а также местами четвертой морской террасы. Вторая морская терраса находится на абс. выс. 10–15 м, ширина меняется от 2 до 9 км. В береговой зоне терраса имеет активный абразионный уступ. Возраст террасы определяется как поздненеоплейстоценовый. Третья морская терраса выделяется на абс. выс. 25–30 м. Поверхность террасы в значительной мере переработана эрозионными и термокарстовыми процессами. Местами широко проявлено солифлюкционное течение грунтов. Возраст формирования террасы определяется началом позднего неоплейстоцена. Четвертый уровень террас сложен осадками среднеоплейстоценового возраста и наблюдается в основном в обрамлении впадин на абс. отм. 40–70 м (до 110 м). Поверхность четвертой террасы в отличие от террас нижних уровней имеет большую степень эрозионного расчленения и менее заболочена [19].

Плоско-волнистые водно-ледниковые равнины, террасы и склоны развиты в виде узких наклонных поверхностей в основаниях склонов зон крупных поднятий в долинах наиболее крупных рек. Рельеф данной площади представлен водно-ледниковыми формами, образованными при таянии средненеоплейстоценового полупокровного ледника. Эти выровненные заболоченные поверхности изобилуют озерами различной формы и размеров с пологими зарастающими склонами. Современные водотоки врезаны в поверхность водно-ледниковых равнин на глубину от 3–6 до 20–30 м. Плоско-волнистые ледниково-морские равнины, образованные в среднем плейстоцене, в пределах территории листа занимают небольшие площади на лево- и правобережье р. Амгуэма. Рельеф здесь представляет собой сочетание полузамкнутых западин различной формы, холмов с пологими склонами и грядообразных возвышенностей. Абсолютная высота положительных форм колеблется от 50 до 70 м. Конечно-моренные валы выражены нечетко. Пологонаклонные ледниковые террасы и склоны были образованы в позднем неоплейстоцене и приурочены к оледенениям горнодолинного типа. В настоящее время данный рельеф приурочен к верховьям эрозионных долин на абс. выс. 200–400 м [19].



## РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

В рельефе Чукотского шельфа, наряду с элементами, сформированными в субаквальных условиях, выделяются реликты субэврального рельефа, который был выработан во время этапов осушения шельфа. В дальнейшем, при наступлении моря он был в большей степени преобразован, и потому к настоящему времени сохранился фрагментарно и в сглаженном виде [48].

В пределах Чукотского моря выделены следующие основные категории рельефа: денудационно-конструктурный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

### Денудационно-конструктурный рельеф

Отчетливая прямолинейность некоторых реликтовых эрозионных элементов рельефа в сочетании с относительно крутыми склонами, по-видимому, обусловлена их приуроченностью к разломам или зонам трещиноватости. Исходя из этого предположения, были выделены структурно-эрозионные склоны, которые в настоящее время подвергаются воздействию субаквальных экзогенных процессов. В пределах листа структурно-эрозионные склоны распространены в желобе Геральд и в районе Северной террасы банки Геральд. Относительное превышение склонов над уровнем дна составляет от 10 до 30–40 м. Возраст данного рельефа определен как поздненеоплейстоценовый.

### Денудационный рельеф

Реликтовый субэвральный рельеф представлен на шельфе эрозионными формами (подводными долинами) и склонами, слабо преобразованными в субаквальных условиях. Подводные долины широко развиты на всей поверхности шельфа. Они располагаются радиально вокруг поднятия Врангеля, а также банки Геральд. В районе Чукотского склона они имеют северо-восточное простираие. Некоторые долины в центральной части территории листа и севернее протягиваются в меридиональном направлении. Для подводных долин в днище желоба Геральд характерны протяженные узкие переуглубления в 10–20 м, длина которых составляет 14–24 км при ширине 4–8 км. Сверху они ограничены замкнутыми изобатами 70–80 м. Образование данных переуглублений, вероятно, обусловлено новейшим поднятием Геральдско-Врангелевской зоны на фоне чередования трансгрессий и регрессий Акртического бассейна. Эрозионные склоны средней крутизны и пологие с высотой 10–25 м обычно примыкают к подводным долинам. Возраст рельефа определен как поздненеоплейстоценовый.

Субгоризонтальные и слабонаклонные абразионные террасы, а также пологие и очень пологие абразионные склоны выделены на шельфе в пределах поднятия Врангеля и банки Геральд. Абразионные склоны средней крутизны выделяются в районе поднятия Геральд. К данному рельефу отнесены склоны высотой от 5–10 до 35–55 м. Они развиты на глубинах 25–30 и 5–55 м. Абразионные террасы наиболее широко представлены в

пределах Банки Геральд. Здесь они занимают обширные вершинные поверхности на глубинах 25, 35 м, а также располагаются на склонах на глубинах 40 м. Возраст абразионного рельефа, как и всего субаквального рельефа шельфа – поздненеоплейстоценовый.

### **Денудационно-аккумулятивный рельеф**

Абразионно-аккумулятивные равнины, наряду с аккумулятивными образованиями, широко развиты на современном внешнем шельфе.

Пологие и очень пологие абразионно-аккумулятивные склоны, а также субгоризонтальные и пологонаклонные террасы, распространенные в пределах узкого Чукотского склона, созданы преимущественно активными современными волновыми процессами. Поверхности данной категории рельефа осложнены реликтами речных долин, которые в большей степени сохранились на склонах, нежели на субгоризонтальных площадках. Террасы здесь находятся на глубинах двух уровней: 20–25 и 30–35 м. Их узкие поверхности преимущественно плоские, лишь в пределах самых крупных из них располагаются мелкие положительные формы. Пологие склоны находятся на глубинах 0–20, 0–35 м. Очень пологие склоны расположены на отметках 25–35 м. Поперечный профиль Чукотского склона в его верхней части – преимущественно выпуклый, а в нижней – вогнутый. Склоны и террасы вытянуты в северо-западном направлении согласно общему простиранию Чукотского склона. Возраст рельефа – голоценовый.

Пологонаклонная абразионно-аккумулятивная равнина, субгоризонтальные и пологонаклонные абразионно-аккумулятивные террасы, а также пологие и очень пологие абразионно-аккумулятивные склоны развиты на глубинах 35–50 м. Данные поверхности располагаются преимущественно в западной и северной частях листа и приурочены к северной террасе Геральд, днищу желоба Геральд, а также к подводному склону поднятия о-ва Врангеля. Абразионно-аккумулятивная равнина приурочена к проливу Де-Лонга. Ее волнистая поверхность слабо наклонена в юго-восточном направлении и осложнена небольшими абразионными возвышенностями. Возраст абразионно-аккумулятивного рельефа определен как поздненеоплейстоцен-голоценовый.

### **Аккумулятивный рельеф**

Аккумулятивный рельеф в пределах площади данного листа представлен достаточно хорошо. Он представлен несколькими категориями.

Морские равнины дна современных заливов и бухт (лагун), формирующиеся под воздействием потоко-волновых процессов, имеют плоско-волнистые поверхности, развиты на глубинах 0–15 (20) м, сложены современными осадками и продолжают свое формирование в настоящее время. Лагуны интенсивно заполняются смешанными аллювиальными и морскими осадками, их акватории сокращаются. Возраст рельефа – голоценовый.

Пологонаклонная морская равнина, созданная современными волновыми процессами, выделяется на глубинах 35–45 м и располагается в

прибрежной зоне в основании Чукотского склона. Относительно узкой полосой равнина протягивается в северо-западном направлении согласно простиранию Чукотского склона. Ширина равнины колеблется от 20 до 40 км. Возраст рельефа – голоценовый.

Обширная плоская полого-наклонная морская равнина, созданная несколькими агентами – течениями, волновыми процессами, плоским потоком взвешенных осадков – выделяется в диапазоне глубин 45–55 м и занимает большую часть Южно-Чукотской равнины. Ее поверхность в западной части площади листа осложнена узкой, частично замкнутой западиной, вытянутой параллельно Чукотскому склону. Ее относительная глубина не превышает 5 м, ширина составляет 14–30 км, а длина в пределах территории листа – 255 км. В восточной части равнины на ее поверхности выделяется ряд замкнутых западин с относительной глубиной до 3–5 м и отдельных аккумулятивных возвышенностей различной формы с относительными превышениями до 5–10 м. Возраст рельефа – голоценовый.

К югу от банки Геральд расположена подковообразная аккумулятивная положительная форма с относительными превышениями до 10 м, предположительно созданная оползновыми процессами. Возраст определен как позднечетвертичный-голоценовый.

К рельефу невыясненного генезиса отнесены мелкие положительные формы на шельфе, расположенные на северном склоне банки Геральд.

Морские берега на рассматриваемой площади разнообразны по степени расчленения и характеру рельефообразующих агентов, среди которых ведущими являются абразия и термоабразия. Помимо абразионных и термоабразионных берегов выделяются абразионно-денудационные и абразионные отмершие морские берега. Широко развиты лагунные побережья [14].

## **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА**

Начало новейшего этапа, в течение которого был сформирован современный рельеф шельфа Чукотского моря, а также островной и материковой суши, соотносится с концом палеогена. В конце палеогена–миоцене развитие рельефа протекает в относительно спокойных тектонических условиях в пределах о-ва Врангеля и характеризуется общим выравниванием, формированием пенеplена, педиментов, образованием кор выветривания, а по периферии палеосуши (в пределах современного шельфа) – морских бассейнов. Плиоценовый этап характеризуется общим опусканием территории и развитием обширной трансгрессии. В горных частях существовал денудационный рельеф с педиментами. В то же время вблизи современной береговой линии материковой суши были зоны устойчивых погружений. Здесь формировались морские и аллювиально-морские осадки. Нижне-среднечетвертичный этап характеризуется консервацией рельефа на о-ве Врангеля маломощными пассивными ледниками-снежниками в период похолодания климата, регрессии моря, образованием покровных отложений. Материковая суша в это время испытывала на ранних этапах погружение, сменившееся дифференцированными движениями. В наиболее

приподнятой южной части Чукотского нагорья развивалось оледенение, на ряде участков имевшее полупокровный характер. Позднеплейстоцен-голоценовый этап характеризуется формированием современного облика рельефа в условиях неотектонической активности, проявления интенсивных денудационных и эрозионных процессов в криогенных условиях, происходит значительная перестройка гидросети о-ва Врангеля. Чукотское нагорье испытывало в позднем неоплейстоцене поднятие, при котором береговая линия находилась ниже современной. В горной части района происходило оледенение горно-долинного типа.

Во второй половине позднего плейстоцена приморские равнины материковой суши охватила новая трансгрессия. После этого в условиях медленного равномерного поднятия формировались низкие морские террасы, бары, дельты, первый и второй уровни надпойменных террас в речных долинах материковой суши [7, 47, 49, 88, 19]. Опускание шельфа также было неравномерным. Наибольшие погружения имели место в окраинной части шельфа. Возвышенная область, в которой приурочены поднятия Врангеля и возвышенность Геральд, представляла собой устойчивую область относительного поднятия, характеризующуюся отчетливым блоковым строением. Наибольший подъем в новейшее время испытало поднятие Врангеля, а максимальное опускание – желоб Геральд.

На фоне тектонических движений, которые определили общий морфоструктурный облик рассматриваемой площади, происходило чередование трансгрессий и регрессий. Современный облик рельефа шельфа, по-видимому, оформился в позднем плейстоцене. Расчленение связано с этапами субаэрального развития, когда осушение обширных пространств шельфа сопровождалось врезанием гидросети. Последнее наиболее заметно проявилось на участках поднятий.

В дальнейшем с наступлением моря ведущая роль в рельефообразовании переходила к абразионно-аккумулятивным процессам, которые стремились сnivelировать субаэральный рельеф. Степень выравнивания определялась временем нахождения того или иного участка в зоне волнового воздействия и количеством наносов, которые поступали как с Геральдско-Врангелевской гряды, так и с материковых частей Чукотского нагорья. Бассейн водосбора при этом охватывал обширные площади современной Чукотки и Аляски. Выравнивание субаэрального рельефа в наиболее мелководных районах скорее всего происходило во время послесартанской трансгрессии.

В настоящее время рассматриваемая площадь находится в поле деятельности морских течений, приносящих осадки из сопредельных районов шельфа. При этом через желоб Геральд проникают тихоокеанские воды, приносящие материал, обогащенный аморфным кремнеземом. По-видимому, на поднятии Врангеля и на северных террасах происходит перемыв донных осадков с выносом тонкой фракции в более глубоководные районы. Склоны и дно желоба Геральд подвергаются размыву вследствие повышенной гидродинамической активности в данной узкости. На остальной площади шельфа происходит медленная аккумуляция осадков, контролируемая особенностями рельефа дна [2, 4, 47, 48, 49].



---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ всего вышеизложенного материала с привлечением данных по сопредельным районам суши и шельфа позволяет более или менее уверенно наметить четыре крупных этапа, в течение которых сформировались структурно-вещественные комплексы на площади листа R-1, 2. Эти этапы охватывают следующие временные интервалы: поздний протерозой(?)–ранний палеозой(?)–девон, ранний карбон–ранний мел (неоком) и ранний мел (с баррема)–кайнозой.

Вещественно-структурным выражением первого этапа является верхнепротерозойский врангелевский комплекс о-ва Врангеля. Это вулканно-терригенный комплекс с пластами карбонатных пород, метаморфизованный в фации зеленых сланцев [47]. Он формировался в условиях достаточно динамичного бассейна, вероятно морского, где накопление осадков сопровождалось разнообразным вулканизмом – от основного до кислого. В конце этапа вулканогенно-терригенные образования испытали интенсивную складчатость и метаморфизм. Наряду с вулканитами врангелевский комплекс характеризуется незначительными проявлениями базитового и гранитоидного интрузивного магматизма. Врангелевский комплекс рассматривается как структурно-вещественное выражение байкальского тектонического этапа [31].

Раннепалеозойский(?)–девонский этап в рассматриваемом районе может быть прослежен только с позднего силура, поскольку более древние образования отсутствуют. Однако начало этапа с раннего палеозоя логически вытекает из завершения предыдущего этапа в конце позднего протерозоя. Кроме того, на севере Аляски американскими геологами установлен складчатый франклинский комплекс, временной диапазон формирования которого определяется в интервале от позднего протерозоя до среднего девона. Тем самым он охватывает и ранний палеозой. Нижняя часть разреза франклинского комплекса представлена турбидитами, отлагавшимися в глубоком морском бассейне. Заполнение бассейна осадками привело к его обмелению и смене морских условий континентальными. Это сопровождалось усилением тектонических движений и контрастностью разреза от грубозернистых осадков, включая конгломераты, до каменных углей. Толщи франклинского комплекса выполняли, вероятно, широтно ориентированные прогибы, испытавшие в позднем девоне складчатость. Эта позднекаледонская складчатость, западное продолжение которой в пределах Восточно-Арктического шельфа установлено на о-ве Генриетта в Восточно-

Сибирском море [9], затронула в различной степени и рассматриваемую площадь листа R-1, 2. На крайнем севере района в основании Северо-Чукотского прогиба и западного окончания вала Барроу предполагается франклинский складчатый комплекс. Этот комплекс установлен на севере Аляски в районе месторождения Прудо-Бей [71].

Глубокий бассейн на севере площади листа R-1, 2 с непрерывным накоплением терригенных толщ с позднего протерозоя до среднего девона сменялся к югу мелководной шельфовой областью с участками островной суши. На о-ве Врангеля его центральная часть с выходами врангелевского комплекса до среднего девона представляла собой поднятие, по периферии которого в позднем силуре и раннем девоне в морских и континентальных условиях накапливались терригенные и карбонатные отложения небольшой мощностью [47]. Начиная с живетского века среднего девона на всей территории о-ва Врангеля существовал шельфовый морской бассейн с накоплением в нем терригенных и карбонатных отложений при весьма существенной роли последних. На материковой суше на соседней с запада территории в пределах Куульского поднятия известны терригенные отложения всей девонской системы. Среди песчаников и глинистых сланцев заключены редкие пласты и линзы известняков. По сравнению с о-вом Врангеля в разрезе девона материковой суши происходит резкое сокращение карбонатных пород. Но самое существенное состоит в том, что в конце девона здесь произошла складчатость с деформацией девонских отложений в пологие складки [19]. Возможно, она проявилась в слабой форме и на о-ве Врангеля, хотя конкретных свидетельств этому нет. Но наличие грубых конгломератов в основании нижнекаменноугольных отложений о-ва Врангеля, мощность которых достигает 20 м, свидетельствует о резком усилении в конце девона восходящих тектонических движений с образованием контрастного рельефа, что не исключает, а скорее допускает проявление складчатости.

Раннекаменноугольный–раннемеловой (неоком) этап начался трансгрессией моря после общего поднятия, охватившего подавляющую часть площади в конце девона. Лишь в Северо-Чукотском прогибе продолжалось непрерывное накопление осадочного чехла, но при этом преимущественно терригенные отложения позднего девона (группа Эндикот американских исследователей) сменились карбонатно-терригенными отложениями группы Лисберн тех же исследователей. Мелководный морской бассейн в районе о-ва Врангеля в раннем карбоне заполнялся вначале терригенными, а затем карбонатными отложениями со сменой морских фаций лагунными, в последних отлагались пласты гипса. Осадконакопление сопровождалось вулканизмом с излияниями основных и кислых эффузивов. Лагунные фации на короткое время сменились континентальными с формированием коры выветривания. Затем в самом конце раннекаменноугольной эпохи на территории о-ва Врангеля вновь возник морской бассейн, в котором шло накопление карбонатных и терригенных отложений. На материковой суше в условиях мелководного морского бассейна формировались преимущественно терригенные осадки.

Начало рассматриваемого этапа сопровождалось резким климатическим изменением. Аридный климат раннего–среднего палеозоя достаточно быстро сменяется гумидным климатом в позднем палеозое–мезозое [43], и, как следствие этого, карбонатные отложения уступают место терригенным полимиктовым осадкам, накопление которых происходило преимущественно в морских условиях.

В позднем палеозое происходит усиление тектонических движений, выразившееся в заложении крупных прогибов и относительных поднятий по разломам северо-западного и субширотного простираний. На всей площади листа, преимущественно в морских условиях происходит накопление достаточно мощных толщ в основном терригенных песчано-глинистых отложений. Лишь на о-ве Врангеля в карбоне и перми шло формирование карбонатно-терригенных толщ. Показателем контрастности тектонических движений этого этапа является субширотная фациальная зональность в отложениях карбона и перми о-ва Врангеля [47]. Здесь установлено сочетание зон денудации, мелководных зон с терригенно-карбонатным осадконакоплением и глубоководных зон с глинистыми и кремнистыми отложениями.

В триасе усиливается контрастность тектонических движений по разломам, происходит формирование флишоидных толщ и внедрение доорогенных силлов габброидов. На о-ве Врангеля в отложениях триаса проявлена градационная слоистость и знаки течения осадков на поверхностях напластования. По распределению мощностей триасовых отложений четко обособляется Паляваамская синклинали и Чаун-Иульгинская антиклинальная зоны. Первая из них характеризуется максимальной мощностью отложений триаса.

На рубеже триаса и юры происходит общее воздымание территории, а в юре и первой половине раннего мела – формирование основных складчатых структур мезозойд. В Паляваамской синклинали зоне образовались сложные линейные складки северо-западного простирания. В Чаун-Иульгинской антиклинальной зоне возникли антиклинальные складчато-глыбовые поднятия с выходами блоков, сложенных нижнекаменноугольными образованиями. Здесь же сформировался Экиатапский синклинорий с преобладающими пологими линейными, местами брахиформными складками.

На о-ве Врангеля одностороннее сжатие привело к формированию узких, опрокинутых на север линейных складок и разрывающих их надвигов в его центральной части. За ее пределами складчатая структура более спокойная. Вообще говоря, обращает на себя внимание резкий диссонанс между разрывной надвигово-чешуйчатой структурой и пликвативной складчатой на геологической карте острова. Это относится к крупной брахиантиклинали с верхним протерозоем в ядре на правобережье р. Мамонтова, а также к конфигурации складок в юго-восточной части острова, очерчиваемых полосой выходов нижне-среднекаменноугольных и верхнекаменноугольных–пермских отложений. Такая конфигурация типична для коробчатых складок и совершенно не свойственна сжатым опрокинутым линейным складкам.

В конце поздней юры, непосредственно к юго-западу от площади листа R-1, 2 существовал остаточный прогиб, где накапливались в морских мелководных условиях грубокластические терригенные осадки.

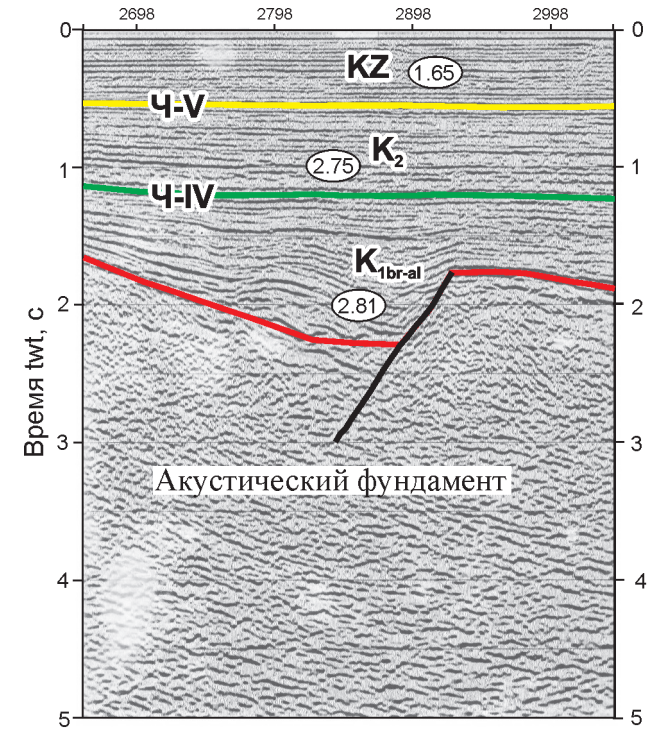


Рис. 22. Конседиментационный сброс в основании внешней зоны юго-западного борта Южно-Чукотского прогиба. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-09. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).



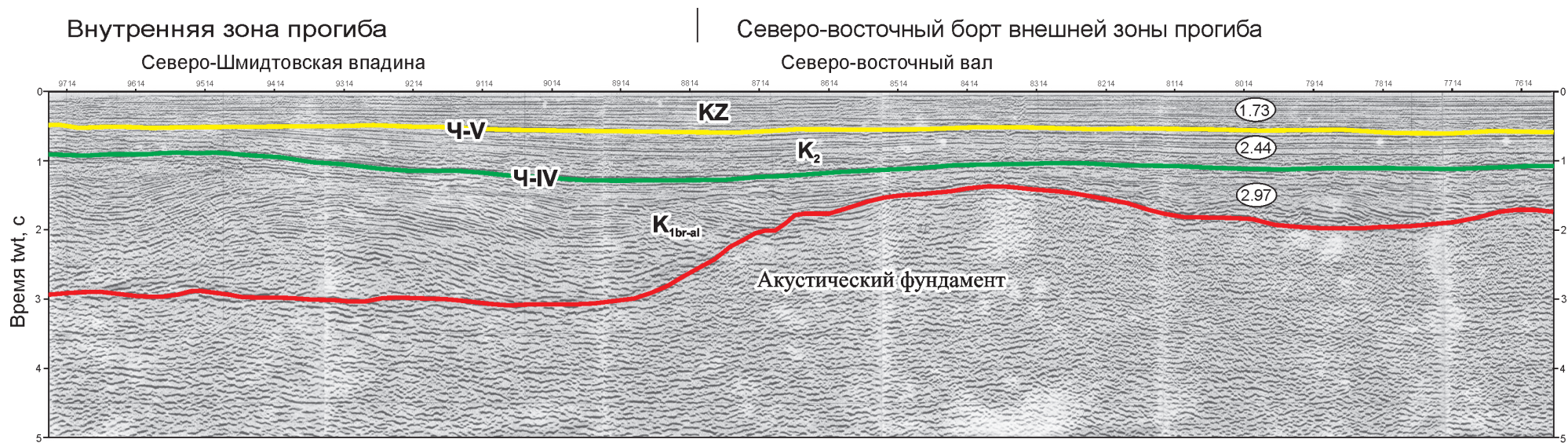


Рис. 23. Пластические деформации в отложениях баррем-альбского сейсмокомплекса, вызванные оползевыми процессами в Южно-Чукотском прогибе. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ SC-90-42. (Составили Ю. В. Горячев, В. А. Виноградов).

Раннемеловой (баррем)–кайнозойский этап выражен различно на суше и шельфе. На материковой суше его начало знаменуется проявлением тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся внедрением раннемеловых гранитоидов тауранского комплекса. Эти гранитоидные интрузии локализовались преимущественно в полосе северо-западного простираения в условиях интенсивных тектонических движений. Это привело к образованию полосчатости и мигматитов на контактах интрузивов. С постмагматической деятельностью гранитоидов связаны золотая, олово-вольфрамовая и полиметаллическая минерализации. Орогенный этап завершился внедрением позднемеловых гранитоидов иультинского комплекса, с которыми установлена генетическая связь оловянно-вольфрамового оруденения.

На шельфе в барреме–альбе началось формирование осадочного чехла на складчатом основании мезозой и продолжилось его накопление в ранее существовавшем Северо-Чукотском прогибе. По существу произошла перестройка структурного плана, выразившаяся в заложении основных структур осадочного чехла шельфа. С наступлением этого этапа диаметрально поменялись области сноса осадков в шельфовые бассейны с северных на южные [70]. В Северо-Чукотском прогибе домезозойского заложения в барреме–альбе формировались мощные терригенные толщи осадков в континентальных и морских условиях, как показывает состав отложений нижнебрукского сейсмоподкомплекса на американской части шельфа Чукотского моря [79]. В Южно-Чукотском прогибе баррем-альбские терригенные отложения преимущественно континентальные угленосные, учитывая данные по материковой суше (ольховская угленосная свита), хотя и не исключено присутствие в разрезе пачек морских отложений. Формирование структур осадочного чехла шельфа в барреме–альбе происходило в условиях активной геодинамической обстановки. Это выразилось в движениях блоков фундамента, в частности его дроблении с образованием Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов и элементов тектонического рельефа в основании Южно-Чукотского прогиба по конседиментационным сбросам (рис. 22). В результате высокой тектонической активности в процессе накопления баррем-альбского сеймостратиграфического комплекса повсеместно наблюдаются пластические деформации слагающих его отложений, вызванные, по-видимому, крупными оползневыми процессами с нагнетанием осадков в наиболее глубокие впадины (рис. 23). Позднемеловой сейсмокомплекс существенно отличается по условиям формирования от раннемелового более спокойной геодинамической обстановкой. Его деформированность несравненно слабее. В позднемеловую эпоху в условиях теплого и влажного климата на озерно-аллювиальных равнинах и, возможно, в прибрежных зонах моря накапливались глины, алевролиты, пески, линзы галечников и торфяники, преобразованные затем в пласты бурых углей. Режим общего растяжения с образованием сбросов и грабенов в позднемеловую эпоху закончился. Закончилось и формирование основных структур в осадочном чехле, завершившееся образованием глиняных диапиров (рис. 19, 20) перед отложением кайнозоя.

С начала кайнозоя на шельфе контрастные тектонические движения прекращаются. Формирование отложений кайнозоя протекало в режиме тектонического покоя, когда на пенепленизированной поверхности в условиях теплого и влажного климата накапливались глины, алевроиты, редкие пласты мелкозернистых песков и пласты торфяников. Такие условия существовали в течение палеоцена–эоцена. С позднего олигоцена резко усилилась тектоническая активность, вызвавшаяся появлением в отложениях песков, в том числе грубозернистых и плохосортированных, линз и пластов галечников. Активизация тектонических движений блокового типа привела к появлению местных поднятий, их размыву и поступлению в зоны аккумуляции обломочного материала. Об этом свидетельствует несогласное залегание верхнеолигоценовых или плиоценовых отложений на верхнеэоценовых в скважинах Porcorn и Cracker Jack.

Последняя стадия кайнозойской истории развития района началась с морской трансгрессии, которая началась в конце плиоцена–эоплейстоцене. По мнению некоторых авторов, к этому времени относится раскрытие Берингова пролива, по мнению других, это событие произошло несколько ранее – в миоцене. Так или иначе, позднеплиоценовое несогласие является наиболее ярким в верхней части осадочного чехла и отражает активный врез палеорек, предшествовавший позднеплиоценовой трансгрессии. Разветвленная сеть палеодолин этого возраста закартирована на карте плиоцен-четвертичных образований.

В раннечетвертичное время район испытывал общее погружение, а в среднечетвертичное неотектонические движения приобрели дифференцированный характер. Наибольшее погружение испытала Ванкаремская впадина, где накопилась толща морских осадков мощностью до 70 м. В наиболее приподнятой, южной части района развивалось оледенение, на ряде участков имевшее полупокровный характер.

На протяжении большей части плейстоцена береговая линия располагалась вблизи ее современных границ или несколько севернее, и только в отдельные периоды море проникало в прибрежные районы низменности, как, например, в начале позднего плейстоцена.

В позднечетвертичное время (зырянское похолодание) территория вновь испытывала поднятие, при котором береговая линия находилась ниже современной. В горной части района происходило оледенение горно-долинного типа. Во второй половине позднечетвертичного времени новая трансгрессия частично охватила приморские впадины, после чего в условиях медленного равномерного поднятия формировались низкие морские террасы, бары, дельты, первый и второй уровни надпойменных террас в речных долинах.

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Сведения о полезных ископаемых по нефти и газу приводятся по состоянию на 1.01.1993 г., по твёрдым полезным ископаемым – по состоянию на 1.01.1998 г.

### ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### НЕФТЬ И ГАЗ

Нефтегазоносность на площади листа R-1, 2 связывается с шельфом Чукотского моря, где установлен достаточно мощный осадочный чехол. Однако прямые проявления углеводородов на шельфе весьма скромные и ограничиваются незначительными газогеохимическими аномалиями метана ( $\text{CH}_4$ ) и тяжелых углеводородов, начиная с этана ( $\text{C}_2\text{H}_6$  и >). Они выявлены в пробах современных донных отложений [110]. Аномальные содержания метана варьируют от 0,05 до 1,0  $\text{см}^3/\text{кг}$  осадка. Всего установлено 10 аномальных объектов по метану (I-8-1; II-11-1; III-10-1; IV-1-2; IV-2-1, 4; IV-3-1; IV-8-1; V-7-2).

Аномальные содержания тяжелых углеводородов колеблются от (0,5 до 5)  $\times 10^{-3}$   $\text{см}^3/\text{кг}$  осадка. Выявлено 14 аномальных объектов по тяжелым углеводородам (I-8-2; II-5-2; II-10-1, 2; III-4-1; III-5-1; IV-1-1; IV-2-2, 3, 5; IV-7-1; IV-10-1; V-4-1, V-7-1).

Подавляющее большинство газогеохимических аномалий оказывается на площади Новосибирско-Чукотской перспективной нефтегазоносной провинции или по ее обрамлению – как следствие миграции углеводородов по зонам разломов. Самые северные аномалии также вызваны, вероятно, миграцией углеводородных газов, но уже со стороны Восточно-Арктической нефтегазоносной провинции.

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Титан.** В северо-западной части материковой суши, к западу от мыса Шмидта выявлен шлиховой ореол ильменита площадью около 200  $\text{км}^2$  (V-1-1). Он продолжается на соседней территории к западу (лист R-60), где



вблизи границы с листом R-1, 2 установлены значительные концентрации ильменита ( $6\text{--}26 \text{ кг/м}^3$ ) в современных морских отложениях на юго-восточном берегу лагуны Эрокынманкэн и в аллювии рек Якичун и Оленья [19].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** В Прибрежной минерагенической зоне на материке и в пределах Врангелевской потенциальной минерагенической зоны на о-ве Врангеля всего установлено 16 пунктов минерализации меди.

На материке пункты минерализации (V-1-6, 12, 14; VI-1-1) связаны с базитовыми интрузиями кепервеемского комплекса или их экзоконтактами. Оруденение представлено медно-колчеданной и медно-кварц-сульфидной формациями. Это залежи вкрапленных сульфидных руд в лежащем боку пластовых тел габбро или сульфидсодержащие кварцевые жилы. Размер залежей до  $1 \times 15 \times 45$  м, протяженность жил – до 200 м при мощности их до 1 м. Рудные минералы – халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, висмутин, арсенопирит, редко золото и серебро. Содержание меди в жилах – до 7%, в залежах – до 1%, сопутствующих золота – до 0,6 г/т, серебра – до 60 г/т, свинца и цинка – до 0,3%, мышьяка – до 1% и висмута – до 0,5%.

На о-ве Врангеля медьсодержащие образования кварц-кальцит-халькопиритовой минерализации (пункты минерализации II-1-4, 17, 20; II-2-5; II-3-3) сосредоточены в субширотной полосе шириной 10–15 км среди терригенно-карбонатных отложений среднего–верхнего палеозоя.

В маломощных жилах и прожилках установлена редкая вкрапленность и мелкие гнезда халькопирита и пирита. Концентрация рудных вкраплений – менее 1%. Проявления меди на материке и о-ве Врангеля промышленного значения не имеют.

**Свинец.** Пункты минерализации свинца (17 пунктов) известны на материковой суше в Куэквунь-Экиатапском, Койвельхвээргинском и Северном рудных узлах (VI-1-6, 29, 36, 57, 76; VI-2-51 и др.), а также вне их, но вблизи гранитных массивов. Они принадлежат к свинцово-цинковой жильной формации и представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и зонами карбонатизированных и хлоритизированных пород с сульфидами свинца, цинка, меди, железа, мышьяка. Мощность жил 0,1–2,4 м, длина 10–100 м, мощность зон 1–50 м, длина – до первых сотен метров. Содержание свинца 0,5–1%, редко до 5–7%. Все пункты минерализации свинца на материке не имеют практического значения.

**Никель.** На площади листа выявлена одна геохимическая аномалия никеля по потокам рассеяния (VI-2-10) в пределах Койвельхвээргинского рудного узла. Содержание никеля в потоках рассеяния 0,01–0,08%, а в шести пробах – 0,1–1,0%. Ему сопутствует серебро (до 0,003%) и свинец (до 0,01%) [19]. Практического значения геохимическая аномалия никеля не имеет.

**Молибден.** Известно восемь пунктов минерализации молибдена, они установлены в пределах Куэквунь-Иульгинской рудной зоны (VI-1-2, 55,

61, 72, 74, 78, 80), где связаны с кварцевыми жилами и пегматитовыми дайками, приуроченными к экзо- и эндоконтактам гранитных массивов. Молибденовая минерализация относится к молибденовой грейзеновой формации. Молибден в качестве сопутствующего элемента проявлен в ряде оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых месторождений и проявлений.

Мощность жил и даек – 0,2–2,0 м, протяженность – до 100 м, содержание молибдена – от 0,06 до 4%. Сопутствующими элементами являются олово (до 0,06%), мышьяк (до 0,15%), висмут (до 0,1%), редко ниобий (до 0,04%). В грейзенах и грейзенизированных гранитах содержание молибдена не более 0,6%. Практического значения пункты минерализации молибдена не имеют [19].

В пределах оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых месторождений молибденовая минерализация в виде молибденита установлена в грейзеновых оторочках рудных тел (месторождение Светлое (VI-2-94) и проявление Солнечное (VI-2-10), гнездовой вкрапленности в жилах (месторождение Снежное (VI-2-97) и в виде тонкорасеянной вкрапленности (проявление Звонкое (VI-1-10). На глубоких горизонтах (от +190 до минус 10 м) Тенкергинского месторождения (VI-2-45) содержание молибдена по спектральному анализу превышает 0,03% [19]. Молибден может добываться попутно из рудоносных жил на оловянно-вольфрамовых месторождениях Тенкергинское и Снежное.

**Вольфрам.** Проявления вольфрамовой минерализации расположены в основном в пределах Куэжвунь-Иультинской рудной зоны, приурочены к эндо- и экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов тауреранского комплекса. Все проявления вольфрама принадлежат к вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации, где вольфрамовое оруденение тесно ассоциирует с оловянным, реже молибденовым, золотым. Основные рудные минералы (вольфрамит и касситерит) присутствуют в переменных количествах. Оловянно-вольфрамовые месторождения и наиболее перспективные проявления приурочены к осевой части рудной зоны. Они характеризуются значительным преобладанием вольфрамита над касситеритом. Оруденение представлено главным образом кварцево-жильным типом, менее распространены грейзеновый и шеелит-кварцевый. На листе известны два месторождения, пять проявлений, 15 пунктов минерализации вольфрама, один шлиховой ореол шеелита, а также многочисленные комплексные коренные и россыпные проявления и пункты минерализации олова и золота, где вольфрам является одним из элементов-спутников. Оруденение кварцевого типа представлено вольфрамитом, реже шеелитом в кварцевых, кварц-полевошпатовых жилах и зонах прожилкования. Распределение вольфрамита в рудных телах крайне неравномерное, гнездовое. Наиболее значительные объекты этого типа – месторождения Светлое, Тенкергинское и проявление Солнечное. Оруденение грейзенового типа установлено на месторождении Светлое.

Месторождение Тенкергинское (VI-2-45) находится на правом берегу р. Койвельхвээргин в 85 км юго-восточнее пос. Мыс Шмидта. Оно расположено в надынтрузивной зоне выступа интрузии лейкократовых гранитов,

залегаящих на глубине 135 м, и приурочено к своду антиклинальной складки в пределах крупного разлома северо-западного направления. Площадь месторождения (2,4 км<sup>2</sup>) сложена роговиками и ороговикованными породами амгуэмской свиты. Выделены Центральный, Левобережный и Террасовый участки. На участке Центральный сосредоточены все категорийные запасы месторождения. Здесь до горизонта +290 м проведена детальная разведка, до горизонта минус 100 м поисково-оценочные работы. На площади участка выявлено до 80 кварцевых жил северо-западного простирания. Ширина жильной зоны – 80–100, протяженность – 650–700, мощность жил – 0,1–1,7 м. Большинство жил из-за малых параметров на верхних горизонтах промышленного значения не имеют; на более глубоких горизонтах, концентрируясь в прожилковые зоны, они могут отрабатываться на массу.

Промышленных жил четыре. Средняя мощность в контурах учетных запасов – 0,64 м, длина – 100–500 м. Контакты жил резкие, прямолинейные. По простиранию и падению жилы расположены кулисообразно, иногда с коленообразными изгибами и апофизами. На выклинивании жилы расщепляются на ряд прожилков. Состав жил: кварц, мусковит, вольфрамит, шеелит, касситерит, редко халькопирит, пирит, берилл, флюорит, кальцит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, галенит, висмутин, самородный висмут, топаз. По зальбандам жил развита кварц-мусковитовая оторочка шириной до 2–3 см. В подсчитанных блоках среднее содержание в жилах триоксида вольфрама – 2,63%. Соотношение вольфрама и олова 40:1–70:1. Содержание сопутствующих элементов (%): мышьяк – 0,1, висмут – до 0,6, бериллий – 0,005–0,3. Участок Левобережный занимает тектонический блок, опущенный по сравнению с уч. Центральный. На поверхности здесь вскрыто несколько маломощных непромышленных рудных жил. Перспективы участка связываются с глубокими горизонтами (ниже –50 м), где вскрыта рудная жила мощностью 1,35 м. На уч. Террасовый выявлены 25 рудоносных жил длиной 10–100 м. Промышленного значения они не имеют. В целом участок оценивается как бесперспективный.

На данной стадии изученности месторождение оценивается как малое. При разведке глубоких горизонтов ожидается выявление новых промышленных рудных тел, а также прирост запасов за счет доразведки на глубину известных рудных тел. Оценка месторождения может быть значительно увеличена за счет включения в подсчет запасов рудоносных жильно-прожилковых зон на глубоких горизонтах для отработки на массу. При доразведке месторождения на глубину оно может быть переведено в разряд средних.

Прогнозные ресурсы Тенкергинского месторождения по категории Р<sub>1</sub> на площади 3 км<sup>2</sup> и глубине прогноза до 600 м, составляет 3100 т триоксида вольфрама [99б].

На месторождении выявлена делювиальная россыпь с содержанием (г/м<sup>3</sup>): вольфрамита – 15–500, шеелита – 3,6–116 и касситерита – до 6,5. Разведка россыпи не проводилась.

Месторождение Светлое (VI-2-94) расположено в 100 км к юго-востоку от мыса Шмидта, в верховье руч. Светлый. Оно приурочено к пересечению пояса даек гранит-порфиров и гранодиоритов северо-западного

направления с зоной разломов северо-восточного направления и расположено в надынтрузивной зоне купола лейкократовых гранитов, залегающих, по данным бурения, на глубине 400 м от поверхности. Вмещающие породы представлены ороговикоподобными песчаниками и сланцами амгуэмской свиты, прорванными многочисленными дайками лампрофиров, гранодиорит-порфиров, гранит-аплитов. Установленный вертикальный размах оруденения составляет не менее 800 м. Уровень эрозионного среза соответствует верхнерудному. Площадь месторождения – 2,6 км<sup>2</sup>. На нем до нижнештольнего горизонта проведена детальная разведка и в 1986 г. начата отработка. В настоящее время месторождение не разрабатывается в связи с нерентабельностью и законсервировано.

На месторождении установлены 25 рудоносных кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-топазовых жил. Разведанные рудные тела концентрируются в двух жильно-прожилковых зонах. Длина наибольшей – 950 м, ширина – около 250 м. По данным разведки, на глубоких горизонтах выявлено сближение рудоносных жил и прожилков с образованием мощных жильно-прожилковых зон, имеющих промышленное содержание вольфрама и олова. Строение отдельных, наиболее значительных жил – кулисообразное, мощность – 0,8–3,7 м, длина – до 700 м, простирание северо-западное. Среднее содержание триоксида вольфрама – 1,28%, олова – 0,15%. С глубиной оловянно-вольфрамовое оруденение сменяется вольфрамовым.

Помимо жильного типа на месторождении наблюдаются минерализованные дайки грейзенизированных гранитов. При сравнительно низких концентрациях триоксида вольфрама и олова по опробованию выделяются отдельные интервалы с промышленными параметрами. В рудах распространены кварц, мусковит, топаз, альбит, флюорит, берилл, калиевый полевой шпат, кальцит, арсенопирит, лёллингит, вольфрамит, касситерит, халькопирит, шеелит. Малораспространенные минералы – станнин, пирротин, молибденит, сфалерит, пирит, марказит, галенит, висмутин, самородный висмут. Редкие минералы – борнит, фенакит, аксинит, эпидот. Среди гипергенных минералов установлены лимонит, гидрослюда, тунгстит, ферритунгстит, ковеллин, халькозин, скородит, малахит, азурит, гематит, гидростаннаты, церуссит.

По разведанным запасам месторождение относится к средним. С учетом реализации прогнозных ресурсов ниже нижнештольнего горизонта и слепого оруденения, оно может быть в дальнейшем переведено в разряд крупных. Руды месторождения комплексные, легко обогатимые. Наряду с оловянно-вольфрамовым концентратом возможно получение бериллиевого, мышьякового, медного концентратов и слюдяного скраба. На месторождении выявлена элювиально-делювиальная россыпь, переходящая в аллювиальную россыпь ручьев Перспективный и Светлый (VI-2-95).

Проявление Солнечное (VI-2-103) расположено в 3 км южнее месторождения Светлое. Оно приурочено к интрузии гранитов с останцами кровли роговиков по терригенным породам амгуэмской свиты, рассеченными дайками лампрофиров и долеритов. Граниты интенсивно грейзенизированы на площади 2 км<sup>2</sup>. Рудоносны кварцевые жилы, по составу аналогичные жилам месторождения Светлое, если не считать отсутствия в них топаза.



На проявлении Солнечное проведена предварительная разведка канавами и буровыми скважинами. Выделены Центральная, Восточная и Западная рудные зоны. Центральная зона объединяет около 40 жил северо-западного направления в обособленном тектоническом блоке. Промышленными являются четыре жилы. Мощность их 0,46–1,41 м, протяженность по простиранию 140–280 м, по падению 50–70 м. Среднее содержание триоксида вольфрама – 0,18–1,29%, олова – 0,31–0,85 %. Зона Восточная включает не менее 12 рудных жил. Изучены две промышленные жилы близмеридионального и две северо-восточного направлений. Жилы залегают в останцах кровли интрузии гранитов. Здесь разведаны две жилы, содержащие более половины всех запасов вольфрама на месторождении. Мощность жил – 0,74 и 0,58 м, длина – 92 и 85 м. Среднее содержание триоксида вольфрама – 4,38 и 1,18%, олово отсутствует. Зона Западная включает девять жил северо-западного направления в эндоконтакте интрузии гранитов. Мощность жил – 0,1–0,8 м, длина 100–200 м. Содержание олова – до 3,5%, триоксида вольфрама – до 5% (штуфные пробы).

При доразведке известных рудных тел Центральной зоны на глубину, рудных тел Западной зоны и выявления новых рудных тел в плотике аллювиальной россыпи по руч. Вершинный проявление может быть переведено в разряд малого месторождения.

Прочие проявления (VI-2-79, 83, 102) и многочисленные пункты оловянно-вольфрамовой минерализации Северного рудного узла имеют сходное строение с вышеописанными месторождениями и проявлениями. Рудные тела представлены маломощными кварцевыми жилами и прожилками с неравномерной вкрапленностью касситерита и вольфрамита.

Россыпные проявления вольфрама представлены комплексными (оловянно-вольфрамовыми) россыпями и мелкими, также комплексными, шлиховыми ореолами. Комплексные оловянно-вольфрамовые россыпи расположены в пределах Северного рудного узла. Они представлены аллювиальным и элювиально-делювиальным генетическими типами. Соотношение олова и триоксида вольфрама колеблется от 4:1 до 90:1. К существенно вольфрамовым россыпям можно отнести аллювиальную россыпь руч. Порожистый (VI-2-107). Россыпь руч. Порожистый имеет длину 1000 м, ширину 15 м. Мощность торфов – 4 м, песков – 2 м, среднее содержание триоксида вольфрама – 265 г/м<sup>3</sup>, олова – 165 г/м<sup>3</sup>.

Шлиховые ореолы пространственно тяготеют к раннемеловым гранитоидам тауреранского комплекса (VI-2-8 и др.). Коренными источниками являются, видимо, зоны брекчирования, кварцевого прожилкования, с вкрапленностью шеелита.

**Олово.** Оловянная минерализация связана с раннемеловыми гранитоидами и локализуется в приконтактной зоне массивов, в гранитоидах или ороговикованных терригенных породах триаса. Она относится к оловорудной кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной формациям. Известны одно месторождение, 10 проявлений, 32 пункта минерализации, 14 россыпей, пять металлометрических и пять шлиховых ореолов олова. Месторождения, проявления и пункты минерализации с

преобладанием в них вольфрамита над касситеритом, охарактеризованы в разд. «Вольфрам» и относятся к вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации.

К оловорудной кварцево-грейзеновой формации относятся месторождение Снежное, проявление Вешкап, а также ряд других проявлений и пунктов минерализации, тяготеющих к гранитоидам тауреранского комплекса и расположенных в пределах Куэквунь-Иульгинской рудной зоны. Оруденение представлено кварцево-жильными и, в меньшей степени, грейзеновыми типами. Последний, как правило, отмечается на наиболее эродированных рудопоявлениях.

Месторождение Снежное (VI-2-97) находится в 100 км юго-восточнее пос. Мыс Шмидта. Оно располагается в надынтрузивной зоне небольшого купола порфировидных гранитов тауреранского комплекса в своде антиклинальной складки. Купол, по данным бурения, залегает на глубине 40–60 м. Площадь месторождения сложена ороговикованными терригенными породами амгуэмской свиты с крупным субпластовым телом амфиболитизированных триасовых габбро. Вблизи контактов последнего выявлены золотоносные кварцевые жилы и зоны прожилкования. На месторождении проведена предварительная разведка. Выделены две жильные зоны северо-западного направления, приуроченные соответственно к верхнему и нижнему эндоконтактам субпластового тела габбро. Верхняя зона разведана, нижняя изучена слабо; установлены около 40 рудоносных кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, восемь из которых – с промышленным оруденением. Средняя мощность жил – 0,85 м, протяженность по простиранию 70–130 м, по падению – до 100 м. Жилы сложены кварцем, мусковитом, альбитом, калиевым полевым шпатом, из рудных минералов присутствуют касситерит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, пирит, сфалерит; гипергенные – лимонит, ферритунгстит, ковеллин, гидрослюда. На всем протяжении жилы сопровождаются кварц-мусковит-альбитовыми оторочками. Содержание в жилах олова – 0,85, триоксида вольфрама – 0,25%. Месторождение относится к малым и находилось в эксплуатации, в настоящее время законсервировано. Прирост запасов возможен за счет доразведки преимущественно нижних горизонтов рудных жил. На месторождении выявлена и разведана мелкая элювиально-делювиальная россыпь.

Проявление Вешкап находится в 5–6 км восточнее рудника Светлый. Оловянное оруденение приурочено к кварцевым жилам мощностью до 1 м, зонам кварцевого прожилкования и зонам кварц-мусковитовых грейзенов мощностью до 7,2 м. Протяженность жильных зон – до 1400 м. Рудные жилы и зоны разведаны в эндо- и экзоконтакте Вешкапского массива. Среднее содержание олова – 1%, трехоксида вольфрама – 0,51%.

В табл. 8 приведены прогнозные ресурсы рудного олова по категории P<sub>1</sub> Северного рудного узла [99б].

Проявление Лазурное (VI-1-50) приурочено к южному флангу Куэквунь-Иульгинской рудной зоны. На проявлении проведены поисковые работы. В эндоконтакте штока биотитовых гранитов на площади 0,08 км<sup>2</sup> выявлены шесть кварцевых жил с касситеритом, вольфрамитом и арсенопиритом. Мощность жил 0,1–1,2 м, длина от 10–30 до 100–120 м, простирание

**Таблица прогнозных ресурсов рудного олова Северного рудного узла  
по состоянию на 1.01.1998 г. [1996]**

№ п/п	Рудная зона, рудный район, объект прогноза	Площадь объекта прогноза, км <sup>2</sup>	Морфология рудных тел	Геолого- промышленный тип, тип руды	Глубина прогноза, м	Способ отработки	Средние содержания олова	Запасы и прогнозные ресурсы							Завершенная стадия ГРП	
							ед. изм.	P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	ед. изм.	P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub> *		
2.1	<b>Куэкувунь- Иульгинская рудная зона</b>															
2.1.2	<b>Северный рудный узел</b>															
VI-2-103	<i>Проявление Солнечное</i>	2	Жилы	Кварцевый, касситерит-квар- цевый	70	Подземный	%			0,26	млн т тыс. т			0,2/0,5	Поисково- оценочные	
VI-2-97	<i>Месторождение Снежное</i>	2	Жилы	Кварцевый, касситерит-квар- цевый	70	Подземный	%			0,85	млн т тыс. т			0,5/3,7	Предваритель- ная разведка	
VI-2-91	<i>Проявление Вешкан</i>	2	Жилы	Кварцевый, кас- ситерит-грейзе- новый	70	Подземный	%			1,00	млн т тыс. т			0,4/4	Предваритель- ная разведка	

\*числитель – руда, млн т; знаменатель – олово, тыс. т.

северо-западное и северо-восточное. Содержание олова – до 3,61 %, триоксида вольфрама – до 1,24 %.

В нескольких километрах северо-восточнее проявления Лазурное расположено аналогичное по строению проявление Койвельвеем (VI-1-46).

К оловорудной силикатно-сульфидной формации относятся проявление Звонкое и слабоизученные пункты минерализации в верховьях р. Экиатап, связанные с гранитоидами тауреранского комплекса. Выделены два минералогических типа: малосульфидный хлорит-турмалиновый и многосульфидный галенит-сфалеритовый. Примером хлорит-турмалинового типа является проявление Звонкое (VI-1-10). Оно находится в 40 км южнее пос. Мыс Шмидта и расположено в эндоконтактной зоне северо-восточной апофизы Тауреранского массива. Площадь проявления – около 1,2 км<sup>2</sup>. Структура его определяется системой ослабленных зон северо-западного направления. Рудные тела представлены штокверкоподобными жильными зонами и жилами турмалинитов и хлорититов. Установлено пять рудных тел. Наиболее значительное имеет длину 170 м при средней мощности 9,33 м. Среднее содержание олова – 1,41 %, максимальное – 8,5 %, сопутствующих компонентов: мышьяка – более 1 %, висмута – 0,1 %, вольфрама и сурьмы – 0,05 %, меди и цинка – 0,2 %. Реже встречаются тела оловяносных кварц-слюдяных грейзенов мощностью 0,2–1 м, длиной до 135 м. Два из них, по данным штучного опробования, содержат промышленное оруденение. Менее распространенным типом рудных тел являются кварц-турмалиновые жилы мощностью до 1,7 м, длиной первые десятки метров. Из нерудных минералов установлены кварц, турмалин, сидерофиллит, альбит, мусковит, хлорит, адуляр, топаз, из рудных – касситерит, шеелит, пирит, арсенопирит, антимонит, висмутин, самородный висмут, халькопирит, марказит, пирротин, молибденит. На проявлении проведены поисково-разведочные работы. Основные запасы сосредоточены в одном рудном теле. Проявление Звонкое заслуживает дальнейшего изучения.

Россыпная оловоносность. Все месторождения и проявления россыпного олова представляют собой россыпи ближнего сноса, сформировавшиеся в пределах оловорудных узлов или отдельных месторождений. Источниками россыпей и россыпепроявлений служат рудные месторождения и проявления всех формационных типов.

Промышленные россыпи касситерита сосредоточены в основном в пределах Северного рудного узла. Большинство россыпей аллювиального генезиса по морфологическому типу долинные, русловые, реже ложковые. Возраст россыпей – ранненеоплейстоцен-голоценовый. Они локализуются в долинах 1–3-го порядков, протяженность которых составляет 1,5–13 км. Мощность песков 1–6 м. Мощность торфов, в низовьях достигающая 6–17 м, вверх по долине быстро сокращается и россыпи обычно переходят в элювиально-делювиальные. Последние разведаны на площадях оловянно-вольфрамовых месторождений Светлое, Снежное, проявлений Солнечное, Порожистое, Вешкап. По составу россыпи обычно комплексные оловянно-вольфрамовые, как правило, со значительным преобладанием касситерита над вольфрамитом. Обратное соотношение отмечено в аллювиальной россыпи руч. Порожистый (VI-2-101). Среди сопутствующих



компонентов установлено мелкое, иногда пылевидное золото 821–849-й пробы в промышленных концентрациях (в россыпях ручьев Гранитный (VI-2-90), Прямой (VI-2-60), Светлый (V1-2-95), в россыпи горы Вешкап (VI-2-81) отмечены монацит ( $10\text{--}42,5 \text{ г/м}^3$ ) и эвксенит ( $5\text{--}40 \text{ г/м}^3$ ). Большая часть россыпей отработана или законсервирована.

Наиболее крупной россыпью является россыпь руч. Гранитный, которая связана с разрушением рудных тел оловянно-вольфрамового проявления Вешкап. Россыпь залегает вкрест простирания рудоносных структур. Плотик слабоволнистый, с резким уступом в средней части россыпи, сложен гранитами и роговиками. В долине руч. Гранитный выделены две аллювиальные россыпи: современная и погребенная. Современная россыпь имеет протяженность 7,2 км при ширине 112–412 м. Она приурочена к современному аллювию мощностью до 7, редко 11 м, перекрытому в верхней части делювиальными, в нижней части – озерно-болотными отложениями мощностью 0,4–5 м.

Погребенная россыпь приурочена к нижней части древней долины, унаследованной руч. Гранитный. От современной погребенная россыпь отделена непромышленным участком. Погребенная россыпь приурочена к аллювию раннеолейстоценового возраста, перекрытому верхнеолейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями. Протяженность россыпи – 3,9 км, средняя ширина – 125 м. Основным минералом россыпей является касситерит (ср. содержание  $500 \text{ г/м}^3$ ). Повсеместно он сопровождается вольфрамитом (от  $5 \text{ г/м}^3$  до нескольких сот) и золотом (от знаков до  $7,7 \text{ г/м}^3$ ). Золото ярко-желтое высокопробное (849), часто с красноватой железистой рубашкой. Средняя крупность золота – 0,64 мм. Распределение полезных компонентов неравномерное. Россыпь руч. Гранитный в целом относится к россыпям, пригодным для открытой отработки с отдельной добычей. В нижней части россыпи выявлен шлейф протяженностью 2 км с бортовыми и близкими промышленными содержаниями олова. По запасам россыпь руч. Гранитный относится к малым промышленным; в настоящее время законсервирована.

Оловоносность прибрежной части шельфа установлена в пределах лагун Тенкэргынпилгын и Амгуэма, содержание олова достигает максимума в устье рек Койвэльхвээргин ( $600 \text{ г/м}^3$ ), Вешкап ( $100 \text{ г/м}^3$ ), Амгуэма ( $60 \text{ г/м}^3$ ). Обогащение донных осадков этих лагун предполагается за счет сноса с Северного оловорудного узла. Геохимические ореолы повсеместно совпадают со знаковыми шлиховыми ореолами мелкого касситерита. Прибрежно-морские россыпи олова не изучались, хотя их наличие не исключено. Шлиховые пробы с весовыми содержаниями касситерита до  $42 \text{ г/м}^3$  установлены в устье р. Амгуэма.

**Мышьяк.** На листе известно восемь пунктов минерализации мышьяка, а также ряд золоторудных проявлений и оловянно-вольфрамовых месторождений и проявлений, где он присутствует как элемент-спутник. Оруденение связано с сульфидсодержащими кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, зонами тонко-прожилкового окварцевания, брекчирования и сульфидизации, в гранитоидах, реже габбро и породах их ближнего экзоконтакта.

Мощность жил – до 2 м, длина – до 200 м; мощность зон – до 4,2 м, длина – до 200 м. Рудные минералы представлены арсенопиритом, лёллингитом, незначительным количеством других сульфидов. Содержание мышьяка – до 1%. Практического значения пункты минерализации не имеют.

Среди комплексных проявлений в наибольших концентрациях мышьяк известен в золото-мышьяковом рудопроявлении Утеса Вебера (V-1-4) и оловянно-вольфрамовых месторождениях Светлое и Снежное. На рудопроявлении Утеса Вебера, расположенном на мысе Шмидта, в единичных кварц-сульфидных жилах мощностью до 2 м содержания мышьяка достигают 50%, золота – 3–5 г/т. На месторождениях Снежное (VI-2-105) и Светлое (VI-2-94) среднее содержание мышьяка 1–1,31%.

**Сурьма.** Известно три пункта минерализации. Оруденение сосредоточено преимущественно в приконтактной части Метегынского гранитоидного массива и относится к сурьяно-аргиллизитовой формации. Наиболее изучен ПМ Десертное (VI-2-66). Оно расположено на правом берегу р. Каменка в роговиках по породам амгуэмской свиты в экзоконтакте Метегынского массива. Оруденение локализуется в зоне антимонитсодержащих кварцевых и кварц-карбонатных жил. Зона прослеживается на 1,4 км. Мощность отдельных жил – до 0,3 м, длина – до 80 м. Содержание сурьмы – до 4%, мышьяка – 1%, золота – до 0,4 г/т. Как элемент-спутник сурьма установлена в ряде проявлений и пунктов минерализации свинца, цинка, золота и серебра. Содержание сурьмы обычно не превышает 0,01–0,05%. Оруденение представлено редкой вкрапленностью антимонита, блеклых руд, реже сульфосолей серебра. На слабоизученном проявлении Льюснотан (VI-2-25) в кварцевой жиле среди ороговикоманных пород амгуэмской свиты установлена обильная вкрапленность сульфидов. По данным штучного опробования, наряду с высоким (50%) содержанием сурьмы в руде содержится золота 0,2–1,1 г/м<sup>3</sup>, серебра – 2823,2 г/т, олова – до 0,15%. Проявления сурьмы промышленного значения не имеют.

**Висмут.** Проявления висмутовой минерализации сосредоточены в контактовой зоне гранитоидного штока Северный и северо-восточной апофизы Тауреранского массива. Установлено четыре пункта минерализации, рудные тела представлены жилами и прожилками кварца мощностью 0,01–0,6 м, длиной 10–100 м, преимущественно северо-западного и северо-восточного направления, с тонкой вкрапленностью висмутита и самородного висмута в виде самостоятельных выделений или включений в арсенопирите и лёллингите. Содержание висмута в жилах 0,01–1%, здесь же в низких концентрациях присутствуют золото, мышьяк, бериллий, свинец, молибден. Как спутник висмут присутствует в оловянно-вольфрамовых и золотых проявлениях и месторождениях. На месторождениях Светлое, Тенкергинское и проявлении Звонкое содержание его в рудах – до 0,1%. В проявлениях и пунктах минерализации золото-кварцевой формации содержание висмута до 0,5% (VI-1-58, V-1-81).

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

**Бериллий** установлен преимущественно как спутник в большинстве оловянно-вольфрамовых месторождений и проявлений. В оловянно-вольфрамовых месторождениях Северного рудного узла – Светлое, Снежное и проявлении Вешкап, а также на месторождении Тенкергинское содержание бериллия достигает 0,3%, на остальной территории – не более 0,005%. Основным рудным минералом является берилл, на месторождении Светлое, кроме того, установлен фенакит.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** На площади листа R-1, 2 коренное золото представлено одним проявлением и 67 пунктами минерализации, из которых пять пунктов находятся на о-ве Врангеля. Золоторудная минерализация на материковой суше сосредоточена в основном в Метегынском золотороссыпном районе, но установлена также и вне его, а именно в Куэжвунь-Экиатапском рудном узле и в районе мыса Шмидта. Золоторудные объекты в подавляющей части относятся к золоторудной кварцевой формации и в единичных случаях к золоторудной малосульфидной и серебряно-золотой адуляр-кварцевой формациям.

Наиболее значительным объектом золоторудной кварцевой формации является проявление Снежное (VI-2-105), расположенное в 7 км южнее оловянно-вольфрамового месторождения Светлое. Здесь среди ороговитованных терригенно-осадочных пород амгуэмской свиты с межпластовыми телами триасовых габбро золото выявлено в кварцевых жилах, окварцованных зонах дробления в габбро, редко в жилах с оловянно-вольфрамовым оруденением. Установлено до 60 секущих и линзовидных пологих кварцевых, арсенопирит-кварцевых жил и зон прожилкования. Мощность зон – до 12 м, мощность жил – до 3 м, длина – первые десятки метров. В жилах, помимо золота, установлены (1–3%): арсенопирит, шеелит, пирротин, ильменит, сфалерит, халькопирит, галенит, самородный висмут, висмутин. Золото образует дендриты, комковатые выделения размером до 1,5 мм. Содержание его от сотых долей до 2 г/т. В жилах с оловянно-вольфрамовым оруденением золото присутствует в количестве до 4 г/т (среднее содержание 0,235 г/т). На проявлении обнаружены геохимические аномалии золота площадью 0,72 и 0,90 км<sup>2</sup> с содержанием до 16 г/т, мышьяка 1%. Проявление нуждается в дальнейшем изучении. По-видимому, к этому же типу следует отнести слабоизученный пункт минерализации на правом берегу р. Нельпунейвеем (VI-1-115) с содержанием золота до 44 г/т [19].

Многочисленные пункты минерализации, принадлежащие к золоторудной кварцевой формации, представлены преимущественно развалами кварцевых жил, реже зонами окварцевания и дробления гранитов, диоритов и терригенных пород амгуэмской свиты. Содержание золота в этих пунктах по штучным пробам варьирует от 0,1–0,4 до 3–4 г/т. В меньшей части пунктов минерализации (VI-2-15, 23, 58) золото сопровождается

серебром, оловом, вольфрамом, свинцом, молибденом, висмутом и мышьяком.

К золоторудной малосульфидной формации относятся пункты минерализации у мыса Шмидта (V-1-4) и на о-ве Врангеля. У мыса Шмидта в единичных кварц-сульфидных жилах мощностью до 2 м наряду с золотом (3–4 г/т) в большом количестве содержится мышьяк. На о-ве Врангеля повышенное содержание золота установлено в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и зонах прожилкования – в центральной части острова. В двух пунктах минерализации у горы Перкаткун (II-1-15) и среднем течении р. Мамонтова (II-1-6) содержание золота достигает 0,7 г/т.

Серебряно-золотая адуляр-кварцевая формация представлена единичными пунктами минерализации в бассейне р. Койвэльхвээрғын, которые характеризуются значительным преобладанием серебра, и поэтому их описание дано в разд. «Серебро».

**Россыпная золотоносность.** На территории листа известны россыпи разного возраста и генезиса, расположенные в основном в Северном олово-золото-вольфрамовом рудном узле. Установлены морские, аллювиальные, аллювиально-морские, элювиально-делювиальные россыпи.

Россыпи морского генезиса залегают на поверхности погребенных абразионных террас двух уровней. Их формирование связано с миоцен-плиоценовым этапом трансгрессии.

В Метегынском золотороссыпном районе россыпи сосредоточены в долинах рек Койвэльхвээрғын, Нельпунейвеем, Метегенканья и их притоков. Установлено четыре золотые и две комплексные (касситерит-вольфрамит-золотые) промышленные россыпи и несколько россыпей проявлений. По генезису россыпи аллювиальные, в нижнем течении р. Койвэльхвээрғын – аллювиально-морские. В долинах рек Койвэльхвээрғын и Нельпунейвеем россыпи погребенные, с мощностью перекрывающих рыхлых отложений 50–100 м. Они залегают в слое галечников мощностью 2,4–12 м неоген-раннеплейстоценового возраста и сопровождаются широкими, протяженными шлиховыми ореолами. Содержание золота варьирует от 1,84 и до 12,5 г/м<sup>3</sup>. В долинах р. Метегенканья и руч. Гранитный возраст россыпей ранне-среднеплейстоценовый. Они перекрываются рыхлыми отложениями мощностью 14–18 м. Россыпь по руч. Прямой (VI-2-22) мелкозалегающая, позднеплейстоценовая–современная. Пробность золота в россыпях 812–867, средняя крупность обычно не превышает 1 мм, встречаются самородки весом 20–70 г (россыпь руч. Гранитный). Мелкозалегающие россыпи разрабатываются старательскими артелями. В незначительном количестве (0,2–1,1 г/м<sup>3</sup>) золото установлено в делювии на рудопроявлении Снежное (VI-2-105).

На о-ве Врангеля, в центральной его части, в долинах рек выявлены весьма протяженные шлиховые ореолы с устойчивой знаковой и весомой до (0,6 г/м<sup>3</sup>) содержанием золота. Золото преимущественно мелкое пластинчатое светло-желтого цвета [47].

В прибрежной зоне шельфа золотоносность донных осадков установлена между устьями рек Эквиатап и Экугваам. Протяженность выявленных



ореолов – до 6 км при ширине до 3,5 км. Максимальное содержание тонкого золота – до 0,3 г/м<sup>3</sup>. По данным шлихового анализа, наибольшее количество проб с золотом приурочено к устьевой части р. Амгуэма, в донных отложениях лагун Тенгкержынпильгын, Экугваам, Укоугепильгын. Лагуны перспективны на поиски современных и погребенных россыпей и требуют дополнительных геолого-геофизических исследований с бурением. В целом по территории основные перспективы прироста запасов россыпного золота нужно связывать с поисками аллювиальных россыпей в горной части, в долинах I–III порядков в пределах распространения россыпеобразующих золоторудных формаций, на приморской низменности – в погребенных долинах.

**Серебро.** Коренные проявления серебра относятся в основном к комплексным серебряно-золотой адуляр-кварцевой и серебро-сульфидно-силикатной формациям. На территории листа известны два пункта существенно серебряной минерализации и ряд проявлений цинка, свинца и других металлов, где серебро присутствует как элемент-спутник.

В пределах Метегьнской рудной зоны установлены небольшие рудопроявления серебра в комплексе с золотом, мышьяком и сурьмой, которые находятся в бассейне среднего течения р. Койвэльхвээргын (VI-2-17, 19, 25, 30 и др.). Они контролируются разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Рудные кварцевые жилы и зоны прожилкования здесь имеют незначительную (0,1–0,8 м) и невыдержанную мощность при длине до 50 м. Содержание серебра в них достигает 3965 г/т (пункт минерализации Бедный VI-2-30) и 2823 г/т (пункт минерализации Льюснатан VI-2-25) при содержании золота от 0,2 до 3,8 г/т. Остальные пункты минерализации из-за малых параметров или низкого содержания серебра дальнейшего изучения не требуют.

### **Комплексные проявления металлических полезных ископаемых**

Пункты минерализации комплексного содержания (медно-полиметаллические и железо-марганцевые) установлены на о-ве Врангеля и на шельфе Чукотского моря.

Медно-полиметаллические пункты минерализации на о-ве Врангеля (II-1-14, 18, 22, 26; II-2-4; II-3-4) сосредоточены в той же субширотной полосе, что и медьсодержащие. Они представлены кварцевыми жилами, невыдержанными по простиранию и мощности (0,1–0,8 м), иногда ветвящимися, которые контролируются сбросо-сдвигами северо-западного простирания. В жилах спорадически встречаются мелкие гнезда (0,5–0,8 см) и крапленность сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, буланжерита, бурнонита и блеклых руд. Содержание цинка – 1,09%, меди – 0,63%, свинца – 0,47%, кадмия – 0,02%, висмута – 0,01%. По данным спектрозолотометрии, в жилах выявлены содержания золота до 0,3–0,7 г/т [47]. Медно-полиметаллическая минерализация практического значения не имеет.

Железо-марганцевые конкреции на шельфе Чукотского моря установлены в трех пунктах (I-5-1; II-5-1; VI-7-1) в единичном виде. Конкрекции

имеют лепешкообразную и округлую форму, размер их 0,3–3,5 см. Ядро конкреций составляет галька и гравий терригенных пород, покрытых плотной темно-коричневой коркой рудного материала толщиной до 1,0–1,5 см. Содержание железа в корках составляет 13,06–25,97%, марганца 1,31–11,22% [102]. Практического значения железомарганцевые конкреции не имеют.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Флюорит.** Проявления флюорита относятся к флюоритовой кварцевой формации и приурочены к кварц-флюоритовым жилам среди осадочных пород (VI-1-38, 79). Мощность жил – до 2 м, они прослеживаются на десятки, реже сотни метров. Флюорит слагает центральные части жил или образует отдельные гнезда размером до 0,4 м. Флюорит мелко-, средне-кристаллический светлоокрашенный. Практического значения проявления не имеют.

### ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Горный хрусталь.** На площади известно Перкаткунское проявление (II-1-8) и ряд пунктов минерализации (II-1-12, 13, 21, 23 и др.) горного хрусталя. Перкаткунское проявление расположено на о-ве Врангеля и приурочено к кварцевым жилам в палеозойских известняках, мощность жил – до 2 м. В жилах встречаются погребка (0,3 × 0,4 м) с кристаллами чистого бесцветного горного хрусталя длиной до 13 см. Погребка разведана на площади 30 × 40 м. Пьезооптических свойств горный хрусталь здесь не имеет. Проявления его отмечаются на Тенкергинском, Светлом и Снежном вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождениях. Здесь в полостях кварцевых жил встречаются призматические кристаллы бесцветного, светло-дымчатого, редко темно-дымчатого (мориона) горного хрусталя длиной до 30 см и более. Кристаллы обычно трещиноваты, содержат пузырьковые включения. Размер бездефектных блоков и отдельных кристаллов не более 1 × 2–1 × 3 см

### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В районе известны месторождения сырья для производства керамзита и песчано-гравийной смеси. Месторождения строительных материалов частично разведаны и используются для нужд местного строительства.

Глинистые сланцы керамзитовые. Месторождение Шпиль – V-1-5 и ряд проявлений керамзитовых глинистых сланцев и алевролитов известны среди пермских и триасовых отложений. Месторождение Шпиль расположено у пос. Мыс Шмидта. Оно представлено пачкой глинистых сланцев мощностью до 50 м и протяженностью 300 м. На месторождении проведены поисково-разведочные работы. Ресурсы керамзитового сырья определены

в 164 тыс. м<sup>3</sup>. Проявления керамзитовых сланцев и алевролитов известны вблизи месторождений Тенкергинское, Светлое, Снежное. По данным испытаний, породы этих проявлений пригодны для изготовления керамзита.

**Песчано-гравийный материал.** На площади листа известно малое месторождение Июльское (V-1-2), а также многочисленные проявления песчано-гравийных смесей в толще рыхлых четвертичных отложений по долинам крупных рек и на Приморской низменности.

**Основные и ультраосновные интрузивные породы.** Месторождение Ясное (V-1-10) расположено в 15 км на юг от мыса Шмидта в триасовой интрузии габбро. По запасам характеризуется как малое. В настоящее время законсервировано.

### ПРОЧИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Гипс.** Известно два проявления гипса на о-ве Врангеля, одно в верховьях руч. Хищников (II-1-30) и второе – (II-1-27). Они приурочены к сланцево-карбонатной толще нижнего карбона, представленной переслаиванием доломитов, мергелей, известняков с редкими прослоями и линзами гравелитов, содержащей восемь пластов молочно-белого гипса мощностью от 0,3 до 6 м. Отдельные выходы гипсов прослеживаются по простиранию на сотни метров [47].

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

**Пресные подземные воды.** Воды, удовлетворяющие требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая», на рассматриваемой территории, как правило, гидрокарбонатно-сульфатные (хлоридные) гидрокарбонатно-натриево-магниевые, гидрокарбонатные натриево-(кальциево)-магниевые с минерализацией 0,01–0,8 г/дм<sup>3</sup>. Используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения поселков Мыс Шмидта и Рыркайпий.

В 22 км южнее мыса Шмидта выявлено малое месторождение пресных подземных вод Вывыткарское (V-1-11). Основными продуктивными подразделениями гидрогеологического разреза месторождения являются водоносные таликовые горизонты порово-пластовых вод рыхлых четвертичных отложений (гравийно-галечниковых с песчаным и песчано-глинистым заполнителем), водоносные зоны трещиноватости. Эксплуатационный водоотбор – до 3 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Утвержденные запасы по категориям А + В + С – 12 тыс. м<sup>3</sup>/сут [19].

Степень хозяйственного использования пресных подземных вод крайне мала из-за ограниченной потребности.

---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

### **Перспективы нефтегазоносности Чукотского шельфа**

Перспективы нефтегазоносности на площади листа R-1, 2 определяются общим структурным планом и вещественным составом подразделений осадочного чехла этой части Чукотского шельфа.

На крайнем северо-востоке располагается небольшой участок внешней зоны южного борта Северо-Чукотского прогиба, а в пределах южной половины листа R-1, 2 – Южно-Чукотский прогиб. Прогибы разделяются обширной зоной поднятий, известной в литературе как Геральдская или Врангелевско-Геральдская гряда, с выступами позднемезозойского складчатого фундамента, и маломощным (менее 1 км) осадочным чехлом позднемелового–кайнозойского возраста.

Естественно, что в пределах указанной гряды и смежных участков шельфа с маломощным чехлом перспективы нефтегазоносности практически сводятся к нулю.

В Северо-Чукотском прогибе в его осадочном выполнении развиты четыре сейсмостратиграфических комплекса: среднепалеозойско-нижнемеловой (элсмирский по американской терминологии), нижнемеловой (нижнебрукский подкомплекс у американцев), верхнемеловой (нижняя часть верхнебрукского подкомплекса) и кайнозойский (верхняя часть верхнебрукского подкомплекса, по данным американцев). Весь этот разрез осадочного чехла тот же, что и на севере Аляски, где находится гигантское газонептяное месторождение Прудо-Бей. Примечательно, что и региональная структурная позиция района Прудо-Бей и крайней северной части площади листа R-1, 2 почти однотипна. В том и другом случае это – внешняя зона крутых южных бортов глубоких прогибов: прогиба Бофорта на шельфе и континентальном склоне Аляски и Северо-Чукотского прогиба на российском Чукотском шельфе. Основные запасы нефти на Аляске связаны с элсмирским комплексом, а точнее, с верхнепермскими и триасовыми отложениями (формация Сэдлрочит). Запасы «in place» в разновозрастных резервуарах «зоны Прудо-Бей», включающей все выявленные залежи углеводородов восточной части свода Барроу, оцениваются не менее чем 3,175 млрд т нефти, в том числе около 2,7 млрд т в пермо-триасовых



отложениях. Эти же отложения ожидаются и в разрезе Северо-Чукотского прогиба. Предполагаемыми зонами нефтегазонакопления являются валлообразные поднятия, стратиграфически экранированные зоны нижних сейсмопачек под верхними, а также группы тектонически экранированных залежей в пределах односторонних грабенов. Все эти типы возможных ловушек углеводородов были установлены на сеймопрофилях в пределах примающего с севера листа S-1, 2.

Основной нефтематеринской толщей для нефтяных месторождений Арктического склона Аляски предполагаются обогащенные рассеянной органикой нижнемеловые глины, залегающие непосредственно над поверхностью нижнемелового несогласия и являющиеся одновременно экраном для залежей УВ. Формирование крупных залежей УВ на месторождениях Арктического склона Аляски американскими исследователями объясняется сочетанием целого ряда благоприятных условий: наличием крупной ловушки, присутствием мощных резервуаров и надежных глинистых покрышек, способностью нефтематеринских толщ генерировать нефть и газ в крупных масштабах и, далеко не в последнюю очередь, непосредственным контактом (по поверхности нижнемелового несогласия) нефтематеринской толщи с резервуарами.

Южно-Чукотский прогиб, в отличие от Северо-Чукотского, заложен на позднемезозойском складчатом основании и выполнен только меловым–кайнозойским осадочным комплексом (брукским, по американской терминологии). Мощность осадочного чехла в наиболее глубоких мульдах-прогибах достигает 5 км, а по фациальному типу здесь преобладают континентальные и, возможно, паралические отложения. Если в Северо-Чукотском прогибе (по аналогии с Аляской) ожидаются прежде всего газонефтяные и нефтегазовые месторождения, то в Южно-Чукотском прогибе – газовые, так как на преобладающей части глубина залегания выполняющих его отложений не достигает «нефтяного окна», а рассеянное органическое вещество является в основной своей части гумусовым.

При донном опробовании современных отложений Чукотского шельфа на площади листа R-1, 2 в 1970–1980-х годах как в Южно-Чукотском прогибе, так и на северном склоне Врангелевско-Геральдской гряды у границы с Северо-Чукотским прогибом были установлены газовые аномалии по метану и по тяжелым углеводородам.

В соответствии с современными схемами нефтегазогеологического районирования территории и акватории России, Северо-Чукотский прогиб включается в состав Восточно-Арктической нефтегазоносной провинции (НГП), а Южно-Чукотский прогиб рассматривается как структура перспективной Новосибирско-Чукотской НГП. Восточно-Арктическая НГП в пределах российского сектора шельфа Чукотского моря содержит в своих недрах 3844/2019 млн т нефтяного эквивалента (н. э.), а Новосибирско-Чукотская ПНГП всего лишь 1356/1316 млн т н. э. (числитель – геологические, знаменатель – извлекаемые ресурсы) при оцененной перспективной площади соответственно 124 и 134 тыс. км<sup>2</sup>. Однако в пределы территории листа R-1, 2 попадает приблизительно одна десятая часть перспективных земель Восточно-Арктической НГП, поэтому основные углеводородные

(практически полностью газовые) ресурсы на площади листа сосредоточены в Южно-Чукотском прогибе Новосибирско-Чукотской ПНГП. Эта количественная оценка была выполнена по состоянию геолого-геофизической изученности на 1.01.1993 г. и является последней официальной количественной оценкой.

Однако после этого в США в 1995 г. была выполнена оценка ресурсов осадочного бассейна Хоуп на юго-востоке Чукотского моря, который рассматривается как близкий аналог Южно-Чукотского прогиба. Согласно результатам этой оценки, удельная плотность углеводородных ресурсов оценивается всего лишь в  $1,73 \frac{\text{тыс. т. (млн. м}^3\text{)}}{\text{км}^2}$  при соотношении нефть:газ, равным 1:7,7. Если принять эти данные для оценки ресурсов Южно-Чукотского прогиба, последние на площади 134 тыс. км<sup>2</sup> составят  $\frac{232}{216}$  млн т н. э., в том числе газ – 206 млрд м<sup>3</sup>, нефть + конденсат –  $\frac{26}{10}$  млн т.

По нашему мнению, эта оценка может рассматриваться как минимальная для Южно-Чукотского прогиба, а выше приведенная:  $\frac{1356}{1316}$  млн т н. э. как близкая к оптимальной. При этом разницу оценок на порядок мы рассматриваем как свидетельство низкого уровня геолого-геофизической изученности, с одной стороны, и доказательство необходимости дополнительных геолого-разведочных работ как на юге, так и на севере листа R-1, 2, с другой.

Исходя из вышеизложенного, рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ на углеводородное сырье во внешней зоне южного борта Северо-Чукотского прогиба, где общая мощность осадочного чехла не превышает 5–6 км. Подавляющая часть площади внешней зоны находится в пределах территории листа S-1, 2. Вся внешняя зона должна быть пересечена субмеридиональными профилями МОВ ОГТ через 25 км в полосе шириной 25–50 км и одним-двумя связующими профилями вдоль этой зоны. Общая протяженность профилей МОВ ОГТ составит около 1000 км. Особо следует подчеркнуть, что здесь ожидаются преимущественно или существенно нефтяные залежи, учитывая данные по северу Аляски, а также результаты глубокого бурения на американской части Чукотского шельфа в непосредственной близости (менее 200 км) от площади наших листов S-1, 2 и R-1, 2.

Выявленная в процессе подготовки листа R-1, 2 структура Южно-Чукотского прогиба обнаруживает наличие в его центральной части нескольких валов, в пределах которых мощность осадочного чехла составляет 2–4 км. С целью их детализации и оконтуривания отдельных положительных структур рекомендуется проведение прогнозно-поисковых работ на площади около 30 тыс. км<sup>2</sup> по сети профилей МОВ ОГТ через 25–40 км вкрест и по простиранию зон. Общая протяженность профилей составит около 3000 пог. км.

Учитывая опыт подобных работ ОАО «Дальморнефтегеофизика» в Чукотском море, их можно выполнить в течение одного полевого сезона и на юге, и на севере листа R-1, 2.

### **Закономерности размещения твердых полезных ископаемых на материковой суше и острове Врангеля**

Материковая суша и о-в Врангеля принадлежат к Колымо-Чукотской металлогенической провинции. Подавляющая часть континентальной площади входит в Прибрежную минерагеническую зону и только ничтожная часть суши, около 100 км<sup>2</sup>, на крайнем юго-западе листа площади относится к Ичужево-Паляваамской минерагенической зоне [19]. Эти зоны разделяются Кувет-Иульгинским структурным швом.

Прибрежная минерагеническая зона (2K/Au, Sn, W) имеет золото-оловянно-вольфрамовую специализацию. Структурно она контролируется Чаун-Иульгинской антиклинальной зоной. Золоторудные проявления, преимущественно золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формаций, пространственно связаны с ранними фазами гранитоидных интрузий тауреранского комплекса и сосредоточены в основном в Метегинской рудной зоне. В некоторых случаях отмечается пространственная связь проявлений золота с габброидами триаса. Золоторудная минерализация приурочена к сводным частям антиклинальных структур Чаун-Иульгинской зоны. Оловянно-вольфрамовые и оловянные рудопроявления относятся к семейству олово-вольфрам-кварцево-грезеновых рудных формаций и сосредоточены в Куэвунь-Иульгинской рудной зоне (1K/Sn, W). В ней расположены прогнозируемые рудные узлы Куэвунь-Экиатанский с проявлением Звонкое, Койвельхвергинский и установленный Северный руднороссыпной узел с месторождениями Тенкергинское, Светлое, Солнечное, Снежное и др. Часть месторождений разведана и находилась ранее в эксплуатации. В настоящее время все они законсервированы. Оловянно-вольфрамовое оруденение парагенетически связано с раннемеловыми кислыми и ультракислыми гранитоидами гранит-лейкократовой формации тауреранского комплекса. Широко распространен жильный тип оруденения, часто сопровождаемый зонами грейзенизации.

Ичужево-Паляваамская минерагеническая зона (3K/Sn, Au) имеет в основном золотую специализацию. Оловорудные проявления здесь выражены оловорудной кварцево-грейзеновой формацией, генетически связанной с раннемеловыми гранитоидами. Золоторудная минерализация относится к золото-кварц-сульфидной формации, связанной с ранней фазой гранитоидов тауреранского комплекса. Золоторудные проявления служат источником небольших промышленных россыпей золота.

Врангелевская потенциальная минерагеническая зона (1K/Pb, Zn, Cu) имеет полиметаллическую специализацию (свинец, медь, цинк). Установлены также многочисленные проявления горного хрусталя и проявления золота. Полиметаллы относятся к пирит-галенит-сфалеритовой формации с сульфосолями свинца в карбонатных породах и локализуются

в субширотной полосе центрального антиклинория. Проявления золота связываются с золото-кварцевой формацией как малосульфидной, так и золото-сульфидно-кварцевой.

Промышленные месторождения олова и вольфрама расположены в Куэкувунь-Иульгинской рудной зоне (1K/Sn, W), при этом большая часть разведанных запасов и прогнозных ресурсов этих металлов сосредоточены в Северном руднороссыпном узле. Россыпные месторождения золота также связаны с Северным руднороссыпным узлом (бассейн р. Койвьэльвэгыргын).

Ряд закономерностей, установленных в размещении полезных ископаемых на площади листа R-1, 2, позволяют дать их перспективную оценку и определить общее направление дальнейших поисковых и разведочных работ. Основные прогнозные ресурсы олова и вольфрама сосредоточены в Северном руднороссыпном узле на нижних горизонтах и флангах месторождений Светлое, Тенкергинское, Солнечное, Снежное. Здесь необходима доразведка глубоких горизонтов месторождений и постановка поисково-разведочных работ на наиболее перспективных рудопроявлениях. Вне северного руднороссыпного узла в пределах Куэкувунь-Иульгинской зоны выявление промышленных запасов олова и вольфрама возможно за счет постановки поисково-разведочных работ на Звонком рудопроявлении, генетическая связь которого, с определенными интрузивными комплексами остается недостаточно выясненной.

Россыпные месторождения олова и вольфрама Северного узла в подавляющей своей части уже отработаны. В центральной части Куэкувунь-Иульгинской зоны возможно выявление мелких промышленных элювиально-делювиальных, делювиальных и аллювиальных россыпей олова вблизи известных здесь месторождений и рудопроявлений.

Перспективы выявления промышленных месторождений золота, как коренных, так и россыпных, связываются с Метегинской золоторудной зоной (2K/Au). Здесь предполагается Метегинская золоторудная площадь (85 км<sup>2</sup>), приуроченная к Смежинской брахиформной антиклинали. В ее пределах установлено проявление золота Снежное (VI-2-105) и пункт минерализации золота (VI-1-115) [84a]. Согласно авторской оценке, не прошедшей апробацию, здесь ожидается выявление жил и жильных зон с промышленным средним содержанием золота 10 г/т. При глубине оценки 200 м прогнозные ресурсы по категории P<sub>3</sub> составляют 25 т. Нарращивание запасов россыпного золота связывается с глубоко залегающими россыпями Тынкургинской впадины (устье р. Койвьэльвэгыргын), а также с россыпями водотоков малых порядков Метегинской золоторудной площади. Возможно выявление погребенных россыпей золота в нижнем течении р. Амгуэма. Что касается прибрежной части шельфа Чукотского моря, то здесь прогноз должен быть скорее отрицательным, чем положительным. С нашей точки зрения, шлиховые и литохимические ореолы золота с ничтожными его содержаниями представляют собой внешние ореолы рассеивания от коренных и россыпных месторождений суши. Общеизвестно, что россыпное золото в промышленных концентрациях располагается не далее первых десятков километров от коренного источника. Поэтому все возможные погребенные россыпи золота вряд ли окажутся за пределами прибрежных впадин.

При оценке и прогнозе твердых полезных ископаемых на материковой суше остается ряд нерешенных вопросов. К ним относится слабая опоскованность низовьев р. Амгуэма, перспективных по геологическим предпосылкам на погребенные россыпи золота; недостаточная изученность прибрежных неотектонических впадин, где установлено повышенное содержание золота (нижнее течение рек Эквиватап и Койвыльвэгыргын); перспективы лагунных россыпей.

### Оценка перспектив

Основные перспективы площади листа R-1, 2 на полезные ископаемые относятся прежде всего к углеводородному сырью на шельфе, ресурсный потенциал которого приведен выше. Ожидаемые залежи углеводородов в Северо-Чукотском прогибе связываются с верхнепалеозойскими–меловыми отложениями, а в Южно-Чукотском прогибе только с меловыми. При этом кайнозойский сейсмокомплекс с преобладанием в разрезе глинистых отложений рассматривается в качестве региональной покрывки, экранирующей углеводородные залежи. Это находит подтверждение в разрезах американских буровых скважин, где многочисленные нефте-газопроявления отмечены в нижнемеловых и более древних отложениях и полностью отсутствуют в перекрывающей толще кайнозоя [82].

Основными полезными ископаемыми материковой части территории листа являются олово и вольфрам, в меньшей степени – золото. Апробированные и утвержденные прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых на территории листа отсутствуют. По состоянию на 1.01.1998 г. в пределах Северного руднороссыпного узла были оценены, но не апробированы в установленном порядке прогнозные ресурсы по олову категории  $P_1$  – 8200 т, вольфраму категории  $P_1$  – 12 800 т, золоту категории  $P_3$  – 25 т [99б, 99в]. При этом, проведенная в 1998 г. экономическая переоценка запасов коренного олова и вольфрама в соответствии с «Методикой геолого-экономической переоценки запасов твердых полезных ископаемых (по укрупненным показателям)» (ВИЭМС, 1996) показала, что разработка месторождения на территории Чукотского автономного округа нерентабельна даже без учета налогов, а следовательно, и подсчитанные прогнозные ресурсы, оценка которых базировалась на параметрах имеющихся месторождений, не имеют промышленной значимости. Неблагоприятная современная конъюнктура этих металлов, отсутствие весьма крупных и богатых объектов не позволяют высоко оценивать перспективы территории в отношении олова и вольфрама. Южная часть Северного узла требует дальнейшего изучения на предмет обнаружения золотого промышленного оруденения.

Россыпные месторождения олова и вольфрама Северного узла в большинстве своем отработаны. Перспективы открытия новых месторождений здесь ограничены.



---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая характеристика площади листов R-1 и R-2 ограничивается материковой сушей, по которой имеется значительный материал гидрогеологических исследований, изложенный в объяснительной записке к листу R-(60)-2 – о-в Врангеля [19]. Данные о гидрогеологии шельфа Чукотского моря отсутствуют, так же как по о-ву Врангеля. После издания листа R-(60)-2 – о-в Врангеля гидрогеологические наблюдения на рассматриваемой площади не проводились. В связи с этим ниже приводится гидрогеологическая характеристика только материковой суши так, как она изложена авторами листа R-(60)-2 – о-в Врангеля [19].

Гидрогеологические условия территории листа определяются сложным геологоструктурным планом, разнообразием литологического состава пород, высокой степенью литификации и дислоцированности докайнозойских образований. Существенно значение рельефа низко- и среднегорного структурно-денудационного, денудационного, аккумулятивного.

В целом для данной территории основным фактором, определяющим условия распространения, формирования, количественные и качественные характеристики подземных вод, является повсеместное развитие многолетнемерзлых пород (ММП), изредка прерываемых зонами сквозных таликов. Мощность криолитозоны варьирует от 200–280 м в речных долинах до 400–500 м на водоразделах. Вблизи таликовых зон мощность многолетнемерзлых пород уменьшается до 25–60 м. Граница яруса годовых теплооборотов залегает на глубине 12–20 м, температура на ее подошве – минус 6–8 °С. Геотермическая ступень составляет 25–85 м/град. Температура горных пород на площади варьирует в широких пределах (табл. 3) и зависит от мощности ММП, наличия таликовых зон, их характера и мощности. На верхней границе ММП залегает сезонноталый слой, мощность которого в зависимости от положения в рельефе, экспозиции склона, литологического состава отложений, их водопроницаемости изменяется от десятых долей до 3–5 м.

Под влиянием названных факторов на территории листа получили развитие три генетические группы водоносных образований: рыхлые отложения кайнозойского возраста с порово-пластовой водопроницаемостью, сформированной преимущественно в процессе седиментогенеза; консолидированные осадочные, метаморфические и магматические разновозрастные породы в зоне затрудненного водообмена с региональной микротрещинной и локальнотрещинной водопроницаемостью, сформированной

Данные среднегодовых значений температур горных пород\*

Местоположение	Глубина замера, м Температура пород, °С							
	10	15	25	50	75	100	125	150
пос. Мыс Шмидта								
Скв. 7 <sup>г</sup>	-7,0	-5,4	-5,5	-4,3	-3,7	-2,2	-0,2	+0,3

\*Получены при поисках солоноватых подземных вод.

процессами катагенеза, метагенеза и тектогенеза; те же породы, но в зоне свободного водообмена, характеризующиеся трещинной и трещинно-жильной водопроницаемостью, сформированной преимущественно гипергенными процессами.

По отношению к многолетнемерзлым породам все подземные воды делятся на надмерзлотные (надмерзлотных устойчивых таликов и сезонно-талого слоя), сквозных, изредка межмерзлотных таликов и подмерзлотные. Поскольку мерзлая толща является, как правило, совершенным водоупором и определяет условия водообмена, ее влияние сказывается не только на пространственном положении тех или иных водоносных образований, но и на их количественных и качественных параметрах. В районе выделяются две водоносные, две спорадически-водоносные и две локально-водоносные зоны трещиноватости. Ввиду низкой практической значимости, не картировались широко развитые сезонно-водоносные горизонты рыхлых кайнозойских образований.

Сезонно-водоносные отложения приурочены к сезонноталому слою, формирующемуся в покровных четвертичных образованиях различного генезиса. Как правило, это ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные и другие грубообломочные отложения в днищах речных долин и на пологих склонах. Наиболее распространены гравийно-галечные, щебнисто-глинистые с песчаным и супесчаным заполнителем сезонно-водоносные отложения. Их мощность изменяется от десятых долей до 3–5 м. По химическому составу воды близки к поверхностным и относятся к гидрокарбонатным, хлоридно-гидрокарбонатным, иногда сульфатно-гидрокарбонатным калиевым, калиево-натриевым с минерализацией 0,01–0,02 г/дм<sup>3</sup>, общей жесткостью 0,04–0,1 мг-экв/л, рН 6–8. Ввиду сезонности, ограниченной обводненности и незащищенности от поверхностного загрязнения, воды сезонно-водоносных отложений играют негативную роль, осложняя сооружение и эксплуатацию горных выработок и других инженерных объектов, загрязняя постоянно функционирующие водоносные горизонты и зоны.

*Водоносный и спорадически-водоносный таликовый горизонт морских гравийно-галечных с супесчаным и песчаным заполнителем четвертичных отложений имеет ограниченное распространение, прослеживаясь пологими вдоль морского побережья, под лагунами и на косах. Ширина горизонта – от десятков до сотен метров. Гидрогеологические сведения о нем имеются в районе Мыса Шмидта.*

Вблизи мыса Шмидта, при бурении льда лагуны, вскрыта надмерзлотная водоносная таликовая зона мощностью 8–14 м. Водоносны здесь гравийно-галечные и песчано-гравийные отложения. Воды слабонапорные, уровни устанавливаются на глубине 0,4–2,2 м в зависимости от приливов-отливных колебаний уровня моря. По данным опытных работ, дебиты изменяются от 0,0005 до 1,5 л/с, увеличиваясь в сторону моря; удельные дебиты 0,00007–0,2 л/с на 1 м, величина водопродовимости – от 0,0006 до 4,2 м<sup>2</sup>/сут. По химическому составу таликовые воды близки к рассолам, хлоридные, натриево-магниевые с минерализацией 55–83 г/дм<sup>3</sup>. С приближением к морю минерализация уменьшается до 40 г/дм<sup>3</sup>, рН – 7,2–8,0, жесткость 170–300 мг-экв/л. Для целей водоснабжения не могут быть использованы из-за высокой минерализации и жесткости.

*Водоносный и спорадически-водоносный таликовый горизонт порово-пластовых вод четвертичных, аллювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений (ВГ)* приурочен к сквозным и надмерзлотным таликам, получившим развитие в долинах рек Эквиватап, Вывыткар и др. В широкой пойме р. Амгуэма, с множеством протоков и старинных озер таликовые водоносные отложения чередуются с замороженными, в связи с чем их обводненность носит спорадический характер. В плане таликовые зоны представляют собой извилистые полосы шириной 20–2000 м при мощности от 5 до 40 м. Водоносный горизонт характеризуется для большинства долин мощностью 5–15 м. В пределах развития сквозных таликовых зон его мощность увеличивается до 100 м. В зимний период горизонт промерзает сверху. Величина промерзания в мае–октябре достигает 2–4 м.

Водовмещающие отложения представлены валунно-гравийно-галечным материалом с песчано-глинистым, супесчаным и глинистым заполнителем. По граничным условиям ВГ представляет собой пласт-полосу с двумя боковыми водонепроницаемыми (мерзлотными) границами и границей постоянного напора в период действия поверхностного стока, в разрезе – первый от поверхности с проницаемой (на участках развития сквозных таликов) или непроницаемой (на участках развития надмерзлотных таликов) нижними границами. Глубина залегания ВГ изменяется от 0,5 до 15 м и зависит от рельефа и сезона года. Воды горизонта порово-пластовые, преимущественно безнапорные. Незначительный напор (1–2 м) возникает в зимний период и обусловлен сезонным промерзанием отложений с поверхности.

В подмерзлотной зоне горизонт вскрыт (в 60 км западнее листа R-1) в долине р. Кувет вблизи сквозных таликов на глубине 22–60 м. Воды напорные, пьезометрический уровень устанавливается на глубине 10–15 м ниже поверхности земли. Мощность горизонта 20–60 м, водообильность и фильтрационные свойства различны, зависят от механического состава вмещающих отложений. По данным опытных работ, величина водопродовимости для надмерзлотных таликов изменяется от 189 до 265, для сквозных – от 520 до 6000 м<sup>2</sup>/сут. Дебиты достигают 7–30 л/с, удельные дебиты 1–10 л/с на 1 м. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, в небольших количествах отмечаются сульфаты и хлориды. Среди катионов – натрий, калий, кальций, магний. Ультрапресные: минерализация 0,05–0,1 г/дм<sup>3</sup> при общей жесткости 0,2–0,4 мг-экв/л,

pH 6,5–7,7. По температуре (0,5–2,7 °С) воды относятся к типу очень холодных, по бактериологическим показателям вне территории населенных пунктов — к здоровым.

*Водоносные таликовые, таликово-подмерзлотные и локально-водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости литифицированных осадочных образований (С–Т)* широко распространены. Водоносные зоны трещиноватости (ВЗТ) представлены песчаниками, глинистыми сланцами, алевритами. ВЗТ распространены в днищах речных долин на участках развития сквозных таликов и тянутся полосами шириной от 100–300 до 1500–2500 м. Положение их нижней границы соответствует глубине развития зоны гипергенеза, которая, как правило, не превышает 120–240 м.

В плане ВЗТ ограничены локально-водоносными или замороженными разновозрастными породами. В границах таликов зона характеризуется удельным дебитом 0,4–3,2 л/с на 1 м и водопроницаемостью 61–380 м<sup>2</sup>/сут, под мерзлотой соответственно: удельным дебитом 0,06–0,2 л/с на 1 м и водопроницаемостью 2,1–24,2 м<sup>2</sup>/сут. Воды трещинные и трещинно-жильные, напорные, их уровни устанавливаются от плюс 1,9 до минус 40–50 м от земной поверхности. Питание их происходит за счет перетока подземных вод из вышележащего водоносного горизонта рыхлых кайнозойских отложений и локальных водоносных зон трещиноватости, с которыми существует тесная гидравлическая связь. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно(хлоридно)-гидрокарбонатные, кальциево-магниевые и натриево-кальциевые с минерализацией 0,3–0,9 г/дм<sup>3</sup>. Общая жесткость 1,4–6,3 мг-экв/л, pH 6,8–8,2. Температура воды 0,5–2,9 °С. Естественные ресурсы ВЗТ — сотни и тысячи кубических метров в сутки. Как по качественным, так и по количественным показателям они очень перспективны для хозяйственного и питьевого водоснабжения.

*Локально-водоносная зона трещиноватости (ЛВЗТ)* залегает ниже ВЗТ и сформирована в зоне замедленного водообмена, характеризуясь слабой микротрещинной и локально-трещинной проницаемостью. Зона имеет следующие показатели водоносности: удельный дебит 0,0073–0,02 л/с на 1 м, водопроницаемость 0,3–2,0 м<sup>2</sup>/сут, коэффициент фильтрации 0,02 м/сут. Локальность обводненности проявляется в чередовании по площади и разрезу слабообводненных и безводных пород, недовосстановлении статических уровней даже после кратковременных откачек, неоднородности химического состава и минерализации. Химический состав вод на ограниченных площадях меняется от хлоридного натриево-магниевого при минерализации 80 г/дм<sup>3</sup> (мыс Шмидта, скв. 6<sup>Г</sup>) до хлоридно-карбонатного натриево-кальциевого при минерализации 0,2–0,4 г/дм<sup>3</sup> (руч. Светлый, скв. 1). Увеличение содержания гидрокарбонатов и снижение минерализации наблюдается с приближением к ВЗТ. Воды холодные (от плюс 2,1 до минус 4,1 °С). Как по количественным, так, зачастую, и по качественным показателям они бесперспективны для хозяйственного использования.

*Водоносные таликовые и локально-водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости интрузивных пород* незначительно распространены в виде массивов площадью до нескольких сот квадратных километров. Водовмещающими являются граниты, гранодиориты, диориты. Водоносные

зоны трещиноватости развиты в основном в пределах сквозных таликов либо вблизи них обычно до глубины 60–80 м. Ниже по разрезу наблюдаются аналогичные по составу и возрасту породы локального обводнения. Воды трещинные, трещинно-жильные, слабонапорные, их уровни устанавливаются на глубинах 0,5–15 м. Водообильность пород неоднородна. Удельные дебиты скважин изменяются от десятых долей до 3,3 л/с и более. Величина водопроницаемости – от первых десятков до 400 м<sup>2</sup>/с. Химический состав вод – гидрокарбонатный, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый при минерализации 0,03–0,2 г/дм<sup>3</sup>, общей жесткости 0,1–0,9 мг-экв/л, рН 6,3–8,0.

Как следует из предыдущего описания, на территории листа преобладают районы развития массивов локально-трещинных и микротрещинных вод консолидированных пород, сформированные в условиях затрудненного водообмена и занимающие подавляющую часть геоструктурного базиса. Основными чертами рассматриваемых гидрогеологических структур являются локальность их обводнения, разобщенность обводненных трещиноватых зон участками практически непроницаемых пород, наличие, как правило, криогенного водоупора в кровле. Питаются они и дренируются водами ВЗТ, в удалении от них (в пределах водораздельных пространств) движение подмерзлотных вод ЛВЗТ практически отсутствует, что обуславливает здесь застойный гидрогеологический режим.

В днищах долин при наличии таликовых зон гипергенными процессами сформированы бассейны трещинных и трещинно-жильных вод, характеризующиеся значительно более высокой, чем массивы (на 2–4 порядка) водоносностью. Воды бассейнов преимущественно инфильтрационного питания, осуществляющегося через воды рыхлых отложений атмосферными и поверхностными водами, а также в незначительной мере за счет микротрещинных и локально-трещинных вод. Разгрузка подземных вод происходит в местную гидросеть и ограничено – в локально-водоносную зону трещиноватости. Области питания и дренирования часто перемежаются между собой по простиранию таликовой зоны. Это способствует интенсивному водообмену поверхностных и подземных вод. Годовая амплитуда колебания их уровня 2–7,5 м и более. Зимой при полном промерзании живого сечения водотоков питание трещинных вод осуществляется преимущественно за счет естественных запасов ВГ, а на участках разгрузки подземных вод формируются наледи, объем которых достигает сотен тысяч кубометров.

В настоящее время в пределах картируемой площади подземные воды используются для водоснабжения поселков Мыс Шмидта и Рыркайпий. Централизованное водоснабжение осуществляется путем совместного каптирования водоносной таликовой зоны рыхлых отложений и водоносной таликовой зоны трещиноватости осадочных пород. Водозабор расположен в долине р. Вывыткар в 25 км от пос. Мыс Шмидта. Объем отбираемой воды порядка 3000 м<sup>3</sup>/сут полностью удовлетворяет потребность поселков. Качество подземных вод соответствует требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая». Существующая производительность водозабора далеко не исчерпывает возможностей эксплуатационных горизонтов, зон, в перспективе при необходимости возможно значительное расширение водоотбора.



Долины основных водотоков района заложены по зонам разломов и трещиноватости северо-западного и северо-восточного простирания, по которым возможно развитие сквозных таликовых зон. Сквозные таликовые зоны в долинах рек Эквиватап, Койвэльвэгыргын, Кывэквын и др. предполагаются по наличию в них многолетних и сезонных наледей, наиболее крупных и многочисленных в местах пересечения разломов. Таким образом, наиболее перспективными площадями для разведки подземных вод в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения являются долины крупных водотоков, развивающиеся по зонам разломов, в местах их пересечения разломами других направлений. С точки зрения санитарии, подземные воды практически на всей территории листа благоприятны, что обусловлено слабой заселенностью и освоенностью.

---

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Данная глава посвящена источникам поступления веществ в Чукотское море. В ней подробно даётся оценка загрязнения поверхностных вод, донных отложений; описывается радиоактивная обстановка; дана оценка бентосных сообществ, наземных ландшафтов, особо охраняемых природных территорий – Государственного природного заповедника «Остров Врангеля».

### Источники загрязнения Чукотского моря

Источниками загрязнения вод арктических морей являются: суда морского и речного флота; базы горюче-смазочных материалов и пункты заправки и перекачки топлива; горнорудные предприятия; города и поселки арктического побережья; предприятия по разведке и эксплуатации нефтегазосных месторождений; перенос с воздушными и водными потоками и арктическими льдами; аварийные разливы; затонувшая древесина.

Все они в разной степени влияют на экологию, основная масса загрязняющих веществ поступает в море с речным и материковым стоком. Материковый сток в Чукотское море мал, сюда поступает всего 82 км<sup>3</sup> речной воды в год, что составляет доли процента от объема его вод. Тем не менее, например, в начале 1990-х годов с материковым стоком в Чукотское море ежегодно поступало 206 кг нефтепродуктов. Прибрежные воды Чукотского моря загрязняются из локальных источников: сточными водами прибрежных поселков, судов, в результате аварийных разливов горюче-смазочных материалов на базах и пунктах заправки, продуктами разложения затонувшей и плавающей древесины и т. д. Открытые районы моря загрязняются в основном в результате переноса загрязняющих веществ с воздушными потоками и арктическими льдами.

Другая важная черта в общей картине поведения и распределения загрязняющих примесей в морской экосистеме Арктики состоит в их локализации на границе раздела водных масс с атмосферой и дном моря, где концентрации всех токсикантов значительно (иногда на несколько порядков) превосходят соответствующие уровни в морской воде. Известный процесс депонирования загрязняющих веществ в донных осадках значительно усиливается в условиях Арктики из-за относительно высокой интенсивности биоседimentации и низких (обычно отрицательных) температур в

придонных слоях, что резко замедляет скорость распада всех органических соединений.

К сожалению, практически бессмысленно пытаться оперировать какими-либо средними уровнями загрязнения даже в пределах одного из регионов Арктики, используя данные разных экспедиционных исследований, поскольку даже беглое знакомство с приведенными данными о содержании в водной среде и осадках загрязняющих веществ показывает их высокий разброс (в пределах одного-двух порядков величин), что отражает как естественную изменчивость и мозаичность концентраций токсикантов в компонентах экосистемы в зависимости от множества природных и антропогенных факторов, так и неизбежные аналитические погрешности за счет ошибок определений и несогласованности методик пробоподготовки разных авторов и организаций.

Вызывают серьезное беспокойство имеющиеся проекты разведки и добычи на шельфе Чукотского моря нефти и газа. Разведочное и промышленное бурение отрицательно влияет на состояние донных экосистем, начиная с губительных последствий сейсморазведки и заканчивая загрязнением вод и донных отложений буровыми растворами, смазочными маслами, шламами, нефтепродуктами, а также свинцом, медью и другими металлами.

### Загрязнение поверхностных вод

По данным гидрохимической съемки Чукотского моря, выполненной в 2002 г. Региональным центром «Мониторинг Арктики», в поверхностных водах средние концентрации идентифицированных ПАУ составляли (нг/л): нафталин – 53,8, бифенил – 13,4, 2-метилнафталин – 16,5, флуорен – 10,6, фенантрен – 33,5, флуорантен – 7,4, пирен – 3,92, бенз(в)флуорантен – 1,44, бенз(а)пирен – 3,8 (0,76 ПДК). В районе мелководной банки Геральд концентрации бенз(а)пирена в поверхностных водах превышали ПДК (8,3 нг/л или 1,7 ПДК).

Среднее содержание пестицидов группы ДДТ в воде составляло 0,29 нг/л, пестицидов группы ГХЦГ – 0,44 нг/л, общих ПХБ – 2,76 нг/л. В среднем суммарное содержание ХОС составляло 4,79 нг/л (0,48 ПДК).

Концентрации тяжелых металлов в поверхностном слое были ниже ПДК и в среднем составляли (мкг/л): марганец – 4,2, цинк – 3,62, медь – 0,47, никель – 0,82, свинец – 1,32, кобальт – 0,13, кадмий – 0,27, олово – 0,14.

Нефтяными углеводородами, по данным Н. А. Айбулатова, в Чукотском море наиболее загрязнены районы северо-западной части моря у побережья о-ва Врангеля и южной части моря в районе пос. Ванкарем (до 40 мкг/л или до 0,8 ПДК). Содержание пестицидов группы ДДТ в этих районах составило до 3,2 нг/л, ГХЦГ – до 5,7 нг/л; ПХБ – до 3,2 в районе пос. Ванкарем и до 4,2 нг/л в районе Колочинской губы.

Таким образом, среднегодовые концентрации изученных загрязняющих веществ в водах Чукотского моря не выходили за пределы многолетних фоновых значений, за исключением локального содержания бенз(а)пирена в районе банки Геральд, превышавшего ПДК в 2 раза. Для разъяснения данного факта требуются дополнительные эколого-гидрохимические

исследования, поскольку в районе банки Геральд отсутствуют непосредственные источники загрязнения.

### Загрязнение донных отложений

В 2002 г. в донных отложениях Чукотского моря средние концентрации идентифицированных ПАУ составляли (нг/г): нафталин – 12,4 сухого веса, фенантрен – 12,1, флуорен – 6,2, 2-метилнафталин – 3,5, антрацен – 0,8, флуорантен – 5,1, пирен – 1,9, хризен – 1,6, бенз/б/флуорантен – 0,7. Концентрации бенз(а)пирена в донных отложениях изменялись от 0,53 до 8,30 нг/г (средняя концентрация 3,73 нг/г).

Содержание хлорорганических соединений в образцах донных отложений колебались в следующих пределах: сумма изомеров ГХЦГ – от 0,23 до 0,68 нг/г сухого веса, сумма ДДТ и его метаболитов – от 0,21 до 0,67 нг/г, сумма 15 конгенов ПХБ – от 0,59 до 3,46 нг/г.

Содержание фенолов в донных отложениях изменялось от 0,027 до 0,284 мкг/г. Содержание индивидуальных фенолов, за исключением самого незамещенного фенола, во всех отобранных пробах – ниже предела обнаружения.

Содержание тяжелых металлов в донных отложениях (илах и илистых песках) составляло в среднем (мкг/г): марганец – 64,4 сухого веса, цинк – 24,6, медь – 28,2, никель – 30,7, свинец – 11,6, кобальт – 2,67, кадмий – 0,38, хром – 22,6, олово – 25,5, ртуть – 0,001, мышьяк – 6,3.

Содержание металлов в донных отложениях Чукотского моря, определенное по результатам опробования, проведенного в 2006 г. с борта морского буксира «Шуя», приведено в табл. 4, 5, 6 и на геоэкологической схеме.

На основании метода главных компонент факторного анализа были выделены следующие ассоциации: вокруг о-ва Геральд – кобальтово-марганцевая, восточнее – хром-циркониевая, также она выделяется и на юге, на

Таблица 4

#### Средние (минимальные и максимальные) концентрации стронция (Sr), кобальта (Co), никеля (Ni), меди (Cu), циркония (Zr) в донных отложениях Чукотского моря, 2006 г.

Район осреднения	Станции	Содержание, мг/кг				
		Sr	Co	Ni	Cu	Zr
Мыс Шмидта	CS06002	100	5	29	40	60
Разрез, расположенный южнее о-ва Врангеля	CS06003- CS06016	131 (<100–280)	6,9 (6–13)	27 (18–37)	44 (32–59)	88 (47–120)
Северный разрез	CS06017- CS06055	169 (100–250)	9,4 (5–35)	35 (20–58)	40 (27–67)	107 (64–170)
Южный разрез	CS06057- CS06100	198 (100–300)	9,1 (6–14)	34 (18–53)	38 (28–50)	107 (75–140)

**Средние (минимальные и максимальные) концентрации ванадия (V), бария (Ba), хрома (Cr), кадмия (Cd), свинца (Pb) в донных отложениях Чукотского моря, 2006 г.**

Район осреднения	Станции	Содержание, мг/кг				
		V	Ba	Cr	Cd	Pb
Мыс Шмидта	CS06002	110	550	56	1,4	21
Разрез, расположенный южнее о-ва Врангеля	CS06003- CS06016	79 (30–110)	564 (420–670)	79 (37–130)	1,19 (0,80–1,80)	11 (8–22)
Северный разрез	CS06017- CS06055	100 (45–140)	542 (280–1000)	84 (36–250)	1,13 (0,27–2,30)	12 (7–18)
Южный разрез	CS06057- CS06100	101 (27–150)	572 (300–850)	71 (32–150)	1,48 (0,33–2,80)	16 (10–32)

**Средние (минимальные и максимальные) концентрации цинка (Zn), галлия (Ga), титана (Ti), марганца (Mn) в донных отложениях Чукотского моря, 2006 г.**

Район осреднения	Станции	Содержание, мг/кг		Содержание, %	
		Zn	Ga	Ti	Mn
Мыс Шмидта	CS06002	100	11	0,34	0,01
Разрез, расположенный южнее о-ва Врангеля	CS06003- CS06016	<50 (<50–100)	7,8 (6–9)	0,30 (0,22–0,36)	0,01 (<0,01–0,01)
Северный разрез	CS06017- CS06055	<50 <50–150	7,7 (<5–13)	0,30 (0,17–0,52)	0,03 (<0,01–0,39)
Южный разрез	CS06057- CS06100	65 (<50–120)	8,3 (6–13)	0,28 (0,14–0,43)	0,02 (<0,01–0,04)

юго-востоке листа значимыми являются ванадий, барий, кадмий, титан, цинк, медь, ниже о-ва Врангеля – барий. В основе высоких значений данных элементов в донных осадах лежат природные факторы, связанные с размывом горных пород.

Для оценки экологического состояния донных отложений по содержанию в них загрязняющих веществ можно использовать значения допустимых концентраций (ДК) и уровней вмешательства (УВ), нормируемых «голландскими листами» (табл. 7).

Результаты токсикологических тестов и современный статистический анализ данных по состоянию гидробиологических сообществ и концентрации металлов в донных отложениях позволили установить некие пороговые уровни, при превышении которых можно ожидать вредное влияние



Таблица 7

**Допустимые уровни концентраций (ДК) и уровни вмешательства (УВ)  
контролируемых загрязняющих веществ в донных отложениях водоемов  
в соответствии с зарубежными нормами  
(Neue Niederlandische Liste. Altlasten Spektrum 3/95)**

Загрязняющие вещества	ДК	УВ	Загрязняющие вещества	ДК	УВ
Цинк, мкг/г	140	720	Бензол, нг/г	50	1000
Медь, мкг/г	36	190	Толуол, нг/г	500	130 000
Никель, мкг/г	35	210	Ксилолы, нг/г	500	25 000
Кобальт, мкг/г	20	240	Этилбензол, нг/г	50	50 000
Свинец, мкг/г	85	530	Сумма ГХЦГ, нг/г	–	2000
Кадмий, мкг/г	0,8	12	a_ГХЦГ, нг/г	2,5	–
Хром, мкг/г	100	380	b_ГХЦГ, нг/г	1,0	–
Ртуть, мкг/г	0,30	10	g_ГХЦГ, нг/г	50	–
Мышьяк, мкг/г	29	55	Сумма ДДТ, нг/г	2,5	4000
НУ, мкг/г	50	5000	Сумма ПХБ, нг/г	20	1000
Сумма ПАУ, нг/г	1000	40 000	Сумма хлорбензолов, нг/г	–	30 000
Фенол, нг/г	50	40 000	Пентахлорбензол, нг/г	2,5	5000
Сумма хлорфенолов, нг/г	–	10 000	Гексахлорбензол, нг/г	2,5	5000

Таблица 8

**Критерии загрязнения осадков металлами (мкг/г)  
в связи с возможными биологическими воздействиями**

Критерий загрязнения	Zn	Cu	Pb	Cd	Ni	Hg
ER-L	150	34	47	1,2	21	0,15
ER-M	410	270	218	9,6	52	0,71
TEL	124	18,7	30,2	0,7	35	0,25
PEL	271	108	112	4,2	65	0,85

на гидробионтов. В табл. 8 приведены примеры таких уровней, разработанные для прибрежных осадков США. Выделяются два пороговых уровня концентрации металлов: ER-L (effect range low) – уровень концентрации, при котором или ниже которого биологический эффект маловероятен, и ER-M (effect range medium) – концентрация, при которой негативный биологический эффект наблюдается достаточно часто. В Канаде разработаны

сходные критерии: TEL (threshold effect level) – пороговый уровень воздействия и PEL (probable effect level) – уровень вероятного воздействия.

Средние концентрации металлов, ПАУ, фенолов и хлорорганических соединений, зафиксированные в 2002 г., не превышают значений ДК. В 2006 г. отмечено превышение ДК:

- для меди и кадмия в среднем по всему исследованному району;
- для максимальных концентраций никеля и хрома;
- для максимальных концентраций кобальта в районе северного разреза.

Также отмечено превышение пороговых концентраций, за которыми возможен негативный биологический эффект (ER-L и TEL), для меди, никеля, свинца и кадмия.

### Радиоактивное загрязнение

Радиоактивное загрязнение российских арктических морей в целом низкое. Весь массив имеющейся сейчас информации позволяет утверждать, что концентрации искусственных радионуклидов в гидробионтах Арктики даже в районах локальных радиоактивных сбросов обычно не превышает 1–10 Бк/кг, что в сотни раз ниже нормы радиационной безопасности для населения.

Загрязнение арктических морей антропогенными радионуклидами происходит от глобальных региональных и локальных источников. Глобальные поступления, в первую очередь, были обусловлены ядерными испытаниями в атмосфере, особенно проводившимися до 1963 г. Сравнительно небольшой вклад внесли радионуклиды глобального распространения, возникшие при разворачивании ядерной энергетики и ядерного оружейного комплекса.

По данным исследований 1995 г., радионуклиды в донных отложениях Чукотского моря (район, захватывающий южную часть листа R-1, 2) содержались в количестве (на сухой вес образца, Бк/кг):  $^{137}\text{Cs}$  – 0,3–5,9;  $^{40}\text{K}$  – 81,8–1126,8;  $^{60}\text{Co}$  – 0–0,2;  $^7\text{Be}$  – 0–2,1;  $^{54}\text{Mn}$  – 0–0,5.

Локальные поступления в арктические моря были связаны с осуществлявшейся в прошлом практикой захоронения в море жидких и твердых радиоактивных отходов, возникших в результате деятельности атомного флота, а также в результате ряда аварий, приведших к значительному выходу радионуклидов в окружающую среду. Чернобыльское воздействие для арктических морей невелико, и основное поступление антропогенных радионуклидов обусловлено ядерными испытаниями в атмосфере и деятельностью европейских радиохимических заводов. Уровни загрязнения морских вод радионуклидами для Чукотского моря оказываются ниже, чем для Баренцева и Карского морей.

С учетом того, что превышения ПДК, отмеченные на акватории листа R-1, 2, локальны и единичны, а вся российская часть Чукотского моря относится к мало освоенным районам, эколого-геологическая обстановка исследуемой акватории может оцениваться как благоприятная.

## Бентос Чукотского моря

В фаунистическом отношении Чукотское море изучено относительно хорошо. Исследования бентосных сообществ вдоль российских берегов было начато еще в конце XIX столетия Шведской экспедицией на борту судна «Вега» в 1878–1879 гг. (*Vega expeditionens... 1882–1887*). Российские исследования в этом районе начались в 1910 г. на судах «Таймыр» и «Вайгач», которые собрали бентосный материал на 50 станциях, главным образом вблизи российского побережья, а также на юге центральной части Чукотского моря и вокруг о-ва Врангеля [1, 58, 59]. Особенно плодотворными в изучении фауны были советские экспедиции 1930-х годов. Результаты обработки материалов, собранных этими экспедициями, изложены в работах [41, 35, 65, 66].

Исследования бентоса в Чукотском море было прервано Второй Мировой войной и продолжено только в 1970–1974 гг. американскими учеными, которые взяли пробы почти с 50 станций на севере моря между мысом Барроу и о-вом Врангеля [80]. Федер с соавторами собрал бентосные пробы более чем с 70 станций в заливе Коцебу и в приамериканском секторе южной части Чукотского моря в 1976 г. [69].

В тот же год российские ученые взяли пробы бентоса вблизи мыса Шмидта и у южных и восточных берегов о-ва Врангеля, используя водолазное снаряжение [17]. Совместные российско-американские экспедиции собрали бентосный материал в южной части Чукотского моря (на борту судна «Академик Королев» в 1988 г.; Сиренко, Колтун, 1992), а затем в западной и центральной частях Чукотского моря в 1995 г. на борту судна «Альфа Хеликс». В 1989 г. российские исследователи взяли пробы на банке Геральд, в Колючинской губе и в районе, прилежащем к мысу Сердце Камень [15, 16]. Позже американские экспедиции в 1980, 1986, 1987, 1991 и в 1998 годах собрали бентосный материал преимущественно в юго-восточной и восточной частях Чукотского моря [72]. Две экспедиции по программе «РУСАЛКА» исследовали Берингов пролив, юг Чукотского моря (в 2004 и 2005 гг.) и Каньон Геральд (в 2004 г. [56]).

Структуру морских экосистем формируют донные беспозвоночные животные (бентос). Биотопы, занимаемые обитателями водной толщи и бентосом, принципиально различны с экологической точки зрения. В водной толще наблюдается взаимопроникновение биотопов соседствующих экосистем вплоть до полного смешения. Соответственно границы между биоценозами здесь весьма расплывчаты и неопределенны. Напротив, границы донных биоценозов обычно достаточно четко очерчены. К тому же донное население является наиболее информативным и практически удобным объектом биомониторинга гидроэкосистем. Его высокая информативность в отношении состояния водной среды определяется тем, что по сравнению с другими группами организмов бентос наиболее стабилен во времени, характеризует локальную ситуацию в пространстве, способен представить изменения экосистемы в ретроспективе (Pogrebov, 1994).

Для построения карты-схемы распределения донных сообществ на акватории листа R-1, 2 использованы сборы макрозообентоса, проведенные:

в августе–сентябре 1995 г. с борта американского НИС «Альфа Хеликс»; в августе–сентябре 2006 г. с борта морского буксира «Шуя», а также опубликованные данные [41, 26, 15, 79, 56]. Характеристика исходного материала приведена в табл. 9.

Таблица 9

**Характеристика первичного материала, использованного в работе**

Год	Судно	Организация, проводившая экспедиционные работы	Число гидробиологических станций	Число проб на станции, площадь сбора
2006	Морской буксир «Шуя»	ВНИИОкеангеология	34	1; 0,1 м <sup>2</sup>
1995	НИС «Альфа Хеликс»	Университеты штатов Теннеси (Ноксвилл) и Аляска (Фэрбанкс), ААНИИ, ГосНИИОПАС и НИИГКЭ (Москва)	11	3; 0,1 м <sup>2</sup>
2004	«Профессор Хромов», программа «РУСАЛКА»	Сиренко, Гагаев, 2006	10	1–2; 0,1 или 0,25 м <sup>2</sup>
1933	«Красноармеец»	Макаров, 1937	16	2; 0,2 м <sup>2</sup>

Положение Чукотского моря между Беринговым морем и Северным Ледовитым океаном оказывает большое влияние этих сильно различных морских бассейнов на гидрологический режим и определяет смешанный характер фауны. Несмотря на то, что Чукотское море лежит в высоких северных широтах, оно принадлежит к числу самых теплых арктических морей. Этим оно обязано притоку теплых берингоморских вод. По оси теплого тихоокеанского течения в юго-восточной части Чукотского моря придонная температура сохраняет значения от плюс 2 до плюс 2,5 °С [24, 65]). Зоогеографический состав фауны моллюсков Чукотского моря носит двойственный характер. В северо-западной части моря преобладают арктический и арктическо-бореальный комплексы, широко распространенные в арктических морях. В юго-восточной части моря наряду с арктическо-бореальными формами заметна примесь бореальных тихоокеанских видов. Центральная часть моря имеет смешанную фауну моллюсков нижнеарктического характера. Фауна моллюсков Чукотского моря находится под значительным влиянием Берингова моря, до 30% двустворчатых моллюсков, заселяющих Чукотское море, имеет северотихоокеанское происхождение [66]. Современные иммигранты бореальной тихоокеанской фауны проникли в Чукотское море в послеледниковое время.

Таким образом, качественный состав фауны Чукотского моря обнаруживает сложную смесь арктических фаун тихоокеанского и атлантического происхождений. Основную часть донной фауны Чукотского моря составляют эврибионтные, широко распространенные формы. По опубликованным в настоящее время материалам можно указать следующее количество видов

донных беспозвоночных: *Foraminifera* – 61; *Radiolaria* – 13; *Ciliophora* – 4; *Porifera* – 18; *Hydrozoa* – 54; *Scyphozoa* – 2; *Anthozoa* – 17; *Ctenophora* – 4; *Platelmintes* – 1; *Nemertini* – 13; *Cephalorhyncha* – 5; *Polychaeta* – 182; *Hirudinea* – 3; *Echiura* – 2; *Sipuncula* – 7; *Pycnogonida* – 14; *Cladocera* – 2; *Copepoda* – 44; *Cirripedia* – 3; *Leptostraca* – 1; *Euphasiacea* – 4; *Decapoda* – 40; *Mysidacea* – 10; *Amphipoda* – 198; *Cumacea* – 27; *Isopoda* – 13; *Ostracoda* – 72; *Polyplacophora* – 4; *Gastropoda* – 100; *Bivalvia* – 74; *Scaphopoda* – 2; *Cephalopoda* – 5; *Brachiopoda* – 2; *Bryozoa* – 109; *Chaetognata* – 11; *Holothuroidea* – 8; *Echinoidea* – 2; *Asteroidea* – 13; *Ophiuroidea* – 9; *Crinoidea* – 1; *Ascidacea* – 14. Всего в настоящее время в Чукотском море зарегистрировано 1168 видов донных беспозвоночных [75].

Шельф Чукотского моря мелководен (преобладают глубины около 50 м) и обычно покрыт льдом с ноября по май. Дно Чукотского моря понижено в центральной его части и поднято по краям, что делает его похожим на чашу. Вместе с общей мелководностью такая конфигурация дна определенным образом сказывается на гидрологических условиях. Грунты Чукотского моря разнообразны. В прибрежной зоне у Азиатского материка преобладают галька, гравий, песок. Большую часть южной и средней области моря занимают глинистый и песчаный илы. Как и в других морях, здесь сохраняется общая закономерность распределения донных отложений: с увеличением глубины материал становится более тонким [24]. Глубина моря и донные отложения играют наибольшую роль в распределении донных организмов. Ведущую роль в формировании особенностей распределения донных видов Чукотского моря играет также температура. А. Ю. Воронков [11] для Чукотского моря показал, что существует зависимость между количеством видов в таксоценозах двустворчатых моллюсков и придонной температурой воды.

Для Чукотского моря также, как для других арктических евразийских морей, характерно поясное распределение доминирующих групп беспозвоночных [79]. Литоральная зона лишена населения. На глубине 5–8 м селятся макрофиты (*Entheromorpha crinita*, *Dictyosiphon faeniculaceus*, *Desmarestia aculeate*, *Laminaria saccharina*, *L. Bongardiana*, *Antithamnion borealis* и др.). На твердых грунтах с большим количеством гравийно-галечного материала преобладает фауна видов-обрастателей, характерная для сходных глубин и грунтов других прибрежных арктических районов [26].

Население основных площадей дна, занятых илистыми грунтами на глубине 30–50 м очень близко к населению всех арктических морей на соответствующих глубинах. Основными формами являются: двустворчатые моллюски *Macoma calcarea*, *Eunnuccula tenuis*, *Nuculana pernula*, *Yoldia hyperborea*, офиуры *Ophiura sarsi*, *Ophiocten sericeum*, а глубже – черви рр. *Golfingia* и *Echiurus*, полихеты семейства *Maldanidae*, морские звезды *Ctenodiscus crispatus*. Учитывая мелководность и выровненный характер морского дна, распределение донных беспозвоночных носит ярко выраженный континуальный характер. Донные сообщества отличаются друг от друга по большей части различной перекомбинацией доминирующих видов.



В целом в биомассе бентоса Чукотского моря до 50% и более составляют двустворчатые моллюски [50]. На юге центрального и юго-восточного районов Чукотского моря (юго-восточный угол площади листа R-1, 2) отмечено существование особо высокопродуктивных бентосных сообществ двустворчатых моллюсков – более 1500 г/м<sup>2</sup> (в 2004 г. несколько южнее границы листа отмечались значения до 4000 г/м<sup>2</sup> [56]). Сообщества мягких грунтов с такой высокой биомассой впервые отмечены не только для Арктики, но, как оказалось, такие высокие биомассы на мягких грунтах неизвестны даже для умеренных вод Мирового океана [56]. Существование таких высокопродуктивных сообществ скорее всего является результатом влияния богатых биогенами течений, зарождающихся в северо-западной части Берингова моря. Эти течения, пройдя Берингов пролив, встраиваются в систему огромных антициклонических круговоротов. Эти круговороты концентрируют и удерживают большое количество пищи, потребляемой бентосным сообществом, а именно фитопланктон, зоопланктон и фекальные pellets. Органический материал, синтезированный фитопланктоном в юго-восточной части Чукотского моря, потребляется бентосными животными в пределах сообщества *E. tenuis* и *M. calcarea*. Водные массы, проходящие далее на северо-запад, оказываются обедненными биогенами и фитопланктоном. Биомасса бентосных сообществ, расположенных на северо-запад от богатого сообщества эуннукул и маком, снижается до 200–300 г/м<sup>2</sup>. Наименьшие значения биомассы бентоса отмечаются в наиболее глубоководных сообществах грунтоедов или в обедненных сообществах с доминированием офиур.

Сегодня нет причин сомневаться в высокой динамичности донного населения и его быстром отклике на средовые изменения. Большинство донных организмов оказываются чувствительными к различного рода воздействиям. Среди прочих факторов, воздействующих на морские организмы в последние годы, наиболее существенное влияние стало оказывать антропогенное воздействие [30]. Арктический регион, в который входит рассматриваемая акватория, характеризуется повышенной уязвимостью. Слабая устойчивость и ранимость арктических морей обусловлена их особыми свойствами: длительный световой период летом и уменьшенная солнечная радиация зимой, мощный ледовый покров и значительные сроки ледостава, низкая температура воды, короткие пищевые цепи, низкое видовое разнообразие, большое распространение долгоживущих организмов с высокими уровнями содержания липидов. Благодаря низкой температуре воды, скорость микробной деградации в арктических морях гораздо меньше, чем в морях умеренных широт, что представляет явную опасность в связи с накоплением токсикантов в разных компонентах морских экосистем. В связи с этим угрозу для экологического благополучия арктических морей представляет как интенсивное загрязнение, так и факторы малой интенсивности. Таким образом, особенности природной среды Арктики усугубляют воздействие антропогенных факторов на арктические моря и определяют строгую необходимость ограничения сбросов загрязняющих веществ в арктические моря, постоянного контроля их состояния и

оценки экологической (ассимиляционной) емкости, включая определение критических нагрузок [30]. К сожалению, имеющиеся в настоящее время данные по критическим концентрациям загрязняющих веществ для морей арктического региона очень немногочисленны.

Сравнительный анализ состояния экосистем арктических морей и других районов Мирового океана позволяет судить о том, что открытые воды арктических морей достаточно чистые, а состояния пелагических экосистем в целом благополучное, однако отдельные шельфовые районы арктических морей и многие прибрежные зоны значительно загрязнены, а состояние экосистем ряда бухт, заливов и приустьевых зон оценивается как кризисное и даже катастрофическое [29, 65]. Экологическая ситуация в этих районах усугубляется присутствием в донных отложениях высоких концентраций целого спектра загрязняющих веществ антропогенного происхождения, накопившихся за многие годы. Характер загрязнения морской среды своеобразен для каждого из арктических морей и определяется степенью антропогенной нагрузки и спецификой источников загрязнения.

Ю. А. Израэль и А. В. Цыбань с соавторами на основе анализа многолетних данных гидробиологических наблюдений Росгидромета экологическую ситуацию в Чукотском море в целом оценивают как благополучную [30]. К такому же выводу приходит В. Б. Погребов с соавторами на основе анализа данных, полученных в ходе совместной российско-американской экспедиции на НИС «Альфа Хеликс» в 1995 г. В работе показано, что современное экологическое состояние биоты Чукотского моря можно считать близким к средневековой норме. Отмеченные изменения укладываются в рамки представлений о естественных флуктуациях численности популяций бентоса и природных сукцессиях биоценозов. В то же время показано, что в число средовых переменных, определяющих структуру бентоса обследованной акватории, входят концентрации некоторых техногенных радионуклидов ( $^{137}\text{Cs}$ ) в донных отложениях. Последнее (при продолжающемся загрязнении прибрежных вод обследованных морей) считается свидетельством возможных нарушений сложившегося природного баланса в будущем.

Дальнейшее химическое загрязнение моря может привести к уменьшению биоразнообразия и прогрессивному накоплению опасных загрязняющих веществ в морских организмах, имеющих коммерческое значение. Несмотря на значительную отдаленность Чукотского моря от зон активной хозяйственной деятельности, в последние годы во всех основных компонентах его экосистем были обнаружены тяжелые металлы, ароматические хлорированные углеводороды и другие загрязняющие вещества [30].

## **Морские ландшафты Чукотского моря (лист R-1, 2)**

На основании всего вышеизложенного, с учетом геоморфологических характеристик района, рассмотренных в гл. «Геоморфология», для акватории листа R-1, 2 выделено семь морских ландшафтов, выделенных на геоэкологической схеме и отличающихся как геоморфологическими особенностями, так и сообществами бентосных организмов.

1. Подводные береговые склоны в зоне современного волнового воздействия с преобладанием видов-обрастателей (*Ascidacea* var., *Bryozoa* var., *Spongia* var.). Данный ландшафт характерен для района материкового побережья, прибрежий о-ва Геральд и, предположительно, о-ва Врангеля на грунтах с большим количеством гравийно-галечного материала По данным Л. А. Зенкевича [26], на небольших глубинах у о-ва Врангеля обитает фауна, близкая по составу к фауне тех же грунтов и глубин побережья других Арктических островов. Бентосное сообщество очень мозаично: на станциях доминируют различные виды указанных групп беспозвоночных. В районе о-ва Геральд часто доминируют по биомассе крупные голотурии рода *Psolus*. Биомасса в сообществе изменяется от 69,6 до 1705,2 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 648,3 г/м<sup>2</sup>. Плотность поселения макробентоса варьирует от 72 до 852 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 286 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают многощетинковые черви. Сообщество донных организмов отличается значительным преобладанием организмов эпифауны, являющихся в основном неподвижными сестонофагами. Ландшафт отличается наиболее активным гидродинамическим режимом.

2. Абразионные террасы, склоны и вершины подводных возвышенностей с преобладанием офиур (*O. sarsi*, *O. sericeum*) и двустворчатых моллюсков (*Y. hyperborea*, *M. calcarea*). Для данного ландшафта характерны песчанистые грунты с примесью гравийно-галечного материала. Бентосное сообщество представляет собой обедненный вариант сообществ двустворчатых моллюсков, описываемых ниже. Для данного ландшафта характерны плотные песчанистые грунты, что сокращает развитие инфауны, и доминировать по биомассе начинают офиуры, почти равномерно присутствующие на акватории Чукотского моря. Биомасса в сообществе колеблется от 1,6 до 289,2 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 138,5 г/м<sup>2</sup>, более 25% от суммарной биомассы бентоса приходится на долю офиур. Плотность поселения макробентоса варьирует от 78 до 592 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 344 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают полихеты родов *Chaetozone*, *Nephtys* и двустворчатые моллюски рода *Nuculana*. По типу питания в сообществе преобладают собирающие детритофаги. Ландшафт отличается повышенным гидродинамическим режимом.

3. Абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные склоны на глубинах свыше 40 м с преобладанием червей (*Golfingia* sp., *Echiurus* sp., *Maldanidae* var.) и морских звезд *Ctenodiscus crispatus*. Ландшафт занимает северную и центральную часть площади листа R-1, 2. Район характеризуется максимальными глубинами и наиболее тонкодисперсными осадками. Бентосное сообщество данного ландшафта мозаично: на станциях доминируют в различном сочетании упомянутые виды, относящиеся по типу питания к безвыборочно заглатывающим грунт детритофагам (грунтоедом). Биомасса здесь колеблется от 9,2 до 440,2 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 142,7 г/м<sup>2</sup>. Плотность поселения макробентоса варьирует от 56 до 1592 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 383 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают амфиподы, фораминиферы, многощетинковые черви. Преобладание в бентосном сообществе видов грунтоедов свидетельствует о замедленной гидродинамике в придонных слоях воды.

4а. Плоская аккумулятивная морская равнина с преобладанием офиур *O. sarsi* и двустворчатых моллюсков рода *Nuculana*\*. Данный ландшафт занимает равнинную зону, расположенную в восточной части листа R-1, 2. Для донных отложений характерно преобладание алевритовых фракций. Биомасса бентоса здесь колеблется от 52,2 до 156,1 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 81,2 г/м<sup>2</sup>. На долю доминирующих видов приходится более 70% от суммарной биомассы бентоса. Преобладают собирающие детритофаги. Плотность поселения макробентоса варьирует от 103 до 335 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 152 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают многощетинковые черви *Sternaspis scutata*, двустворчатые моллюски *Nuculana* sp., *Thyasiridae* gen. sp. и амфиподы.

4б. Плоская аккумулятивная морская равнина с преобладанием двустворчатых моллюсков *Y. hyperborea*, *M. calcarea* и *Astarte* sp. Ландшафт расположен в юго-западной части территории листа R-1, 2. Для донных отложений характерно преобладание алевритовых фракций. Биомасса бентоса в сообществе колеблется от 41,9 до 519,2 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 213,8 г/м<sup>2</sup>. На долю доминирующих видов приходится более 65% суммарной биомассы. Преобладают собирающие детритофаги и подвижные сестонофаги. Плотность поселения макробентоса варьирует от 88 до 2120 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 910 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают многощетинковые черви: *Scalibregma inflatum*, *Paraninoe minuta* и *Chaetozone* spp.

4в. Плоская аккумулятивная морская равнина с преобладанием двустворчатых моллюсков *E. tenuis* и *M. calcarea*. Ландшафт занимает юго-восточный угол площади листа R-1, 2 и отличается наибольшей биомассой бентоса. Для донных отложений характерно преобладание алевритовых фракций. Биомасса в сообществе колеблется от 103,5 до 1716,0 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 892,6 г/м<sup>2</sup>. Более 60% от суммарной биомассы бентоса приходится на долю доминирующих видов. В бентосном сообществе преобладают собирающие детритофаги. Плотность поселения макробентоса варьирует от 350 до 1560 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 995 экз/м<sup>2</sup>. По численности также преобладают двустворчатые моллюски *E. tenuis*, составляя более 55% от суммарной численности макробентоса.

5. Илстые аккумулятивные равнины днищ замкнутых впадин на глубинах свыше 45–50 м с преобладанием многощетинковых червей *Maldane sarsi* и двустворчатых моллюсков рода *Nuculana*\*. Данный ландшафт занимает созданную волновыми процессами впадину, расположенную вдоль материкового берега. Донное население ландшафта представляет собой обедненный вариант отмеченных выше сообществ двустворчатых моллюсков, где большую роль играют черви-грунтоеды. Биомасса здесь колеблется от 52,7 до 222,4 г/м<sup>2</sup>, в среднем составляя 137,6 г/м<sup>2</sup>. В сообществе преобладают собирающие детритофаги и грунтоеды. Плотность поселения макробентоса варьирует от 256 до 763 экз/м<sup>2</sup>, в среднем – 336 экз/м<sup>2</sup>. По численности преобладают те же виды: *Nuculana* sp. и *M. sarsi*. Район

---

\* В сборах 1995 г. описана *N. pernula*, в сборах 2006 г. в тех же районах описана *N. radiata*. Этот факт может быть связан как с реальной сменой видов, так и с субъективной ошибкой в определении двух близкородственных видов.

отличается пониженной гидродинамической активностью и высокой степенью аккумуляции.

Для описания выделенных отдельно ландшафтов морских аккумулятивных равнин дна современных мелководных заливов и бухт сведений недостаточно.

### Наземные ландшафты

Участки суши, расположенные в районе листа R-1, 2, заняты арктотундровыми и дальневосточными тундровыми (субарктическими) ландшафтами.

Арктотундровые ландшафты теплом и влагой обеспечены лучше арктических пустынь, но хуже типичных тундр. Растительность относится к тундровому типу, но сильно обеднена. Наиболее характерны арктоальпийские кустарнички: дриады, полярная ива, кассиопея. Широко распространены пятнистые тундры, осоково-пушицевые и полигональные болота. Почвы – дерновые арктотундровые – менее переувлажнены и лучше дренируются, чем типичные субарктические. Растительность арктотундровых ландшафтов о-ва Врангеля описана в разд. «Особо охраняемые природные территории».

Для дальневосточных субарктических тундровых ландшафтов характерны резкие климатические колебания. Зимой вторжения boreального континентального воздуха вызывают резкие понижения температуры, абсолютный минимум достигает  $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В то же время зимой возможны повышения температуры до  $3-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Летом влияние океана определяет низкие температуры. С циклонами дальневосточной ветви арктического фронта связаны обильные осадки и мощный (до  $70-90\text{ см}$ ) снежный покров.

Многие черты дальневосточных тундровых ландшафтов, как, например, большое видовое богатство и своеобразие растительности, связаны с более широким распространением суши (Берингии), соединявшей в раннечетвертичное время Азию с Америкой, и со слабым развитием оледенения. В северных районах дальневосточных тундровых ландшафтов господствует кочкарная осоково-пушицевая тундра (с *Eriophorum vaginatum* и *Carex lugens*). Лишь на наиболее дренированных участках появляются ерниковые (*Betula exilis*) и ивняковые (*Salix pulchra*, *S. krylovii*) заросли. Ивняковые заросли господствуют и в широких речных долинах.

В сухих долинах и котловинах Чукотского нагорья встречаются реликтовые степные сообщества. В северных районах кустарничковая тундра нижних склонов постепенно переходит в горную мохово-лишайниковую с единичными экземплярами камнеломки и фипсии. Верхний пояс занимают каменистые россыпи с накипными лишайниками.

### Особо охраняемые природные территории (ООПТ)

Из ООПТ на территорию листа R-1, 2 частично попадает район Государственного природного заповедника «Остров Врангеля». Информация о



заповеднике взята из официального сайта ООПТ <http://oopt.info/ovran/comm.html>.

Государственный природный заповедник «Остров Врангеля» учрежден Постановлением Совета Министров РСФСР № 189 от 23 марта 1976 г. Этот самый северный из заповедников Дальнего Востока занимает два острова Чукотского моря – Врангеля и Геральд, а также прилегающую акваторию.

Площадь заповедника составляет 2 225 650 га, в том числе 1 430 000 га занимает морская акватория. Заповедник состоит из двух кластеров: о-в Врангеля и о-в Геральд. Охранная зона заповедника образована Решением Магаданского областного Совета народных депутатов № 542 от 26.12.1983 г. В 1999 г. Постановлением Губернатора Чукотского автономного округа № 91 от 24.05.1999 г. вокруг островов была установлена морская охранная зона шириной 5 морских миль. Общая площадь охранной зоны составляет 3 745 300 га.

Целью создания заповедника является сохранение и изучение типичных и уникальных экосистем островной части Арктики, а также таких видов как белый медведь, морж, белый гусь и многих других Берингийской флоры и фауны с высоким уровнем эндемизма. В 1974 г. на о-ве Врангеля был акклиматизирован овцебык. Заповедник стал первой в СССР ООПТ, где допускалось традиционное природопользование коренного населения – чукчей, привезенных на остров Г. А. Ушаковым в 1926 г. – в строго ограниченных объемах.

Заповедник играет большую роль в сохранении генофонда и сообществ арктических растений и животных. Здесь в частности во многом решается судьба такого особо сохраняемого вида мировой фауны, как белый медведь. Остров Врангеля – главный «родильный дом» белых медведей в российской Арктике. Также на о-ве Врангеля находятся единственная в России гнездовая популяция белого гуся, один из очагов интродукции овцебыков, одно из крупнейших в мире лежбищ моржей, интересные по составу обитателей птичьи базары, уникальные растительные сообщества.

Растительность о-ва Врангеля богата видами и характеризуется большой древностью. Число видов сосудистых растений здесь достигает 500 видов. Флора острова содержит ряд реликтов, и наоборот: в ней относительно редки виды растений, распространенные в других приполярных областях. Исконная арктическая растительность на этом «осколке» древней Берингии, следовательно, не была уничтожена ледниками, и в то же время море препятствовало проникновению сюда с юга потока позднейших мигрантов.

Современный растительный покров островов Врангеля и Геральд почти всюду несомкнутый низкорослый. В южной и центральной частях о-ва Врангеля плакорная растительность представлена преимущественно осоково-моховыми тундрами. К хорошо дренируемым местообитаниям на склонах приурочены кобрезиевые и осочковые сообщества криоксерофитных и фиомезофитных луговин, а на сухих участках южных склонов выявлены и описаны своеобразные тундростепные сообщества. В центральной части острова, в горных долинах и межгорных котловинах, находящихся

под влиянием фенотипов, встречаются участки с зарослями ивняков (главным образом ивы Ричардсона) высотой до 1 м, в других местах кустарниковые ивняки стелются по земле. Болота как в горных районах, так и на северных равнинах представлены преимущественно осоково-гипновыми сообществами с участием сфагнов. На вершинах гор большие площади занимают каменистые россыпи, местами поросшие лишайниками, мхами; средние и нижние пояса гор покрыты травяно-лишайниковыми, а местами кустарничково-разнотравными тундрами с разнообразными цветковыми растениями.

Хотя история освоения заповедника сравнительно коротка, а население острова всегда было относительно небольшим, островные экосистемы претерпели ощутимую антропогенную трансформацию. Она выразилась главным образом в трансформации растительного покрова под воздействием северных оленей, хотя этот процесс остается неизученным. Можно лишь предполагать, что наиболее ощутимым такое воздействие было в конце 1960-х и в 1970-х годах (в период возрастания численности этих животных) в местах их наибольшей концентрации (особенно в центральных частях о-ва Врангеля). Из растительных группировок наиболее заметно это воздействие сказалось на кустистых лишайниках.

Выявлена также отрицательная роль северных оленей для гнездовых белых гусей и других видов птиц; кроме того, они выступают как пищевые конкуренты и белых гусей, и овцебыков. Поэтому регулирование численности оленей, поддержание ее на допустимом уровне (как и само определение такого уровня) представляют собой одну из актуальных задач заповедника.

Непосредственное влияние человеческой деятельности особенно сказывалось здесь на численности отдельных видов птиц и млекопитающих, главным образом белых гусей. Охота на них началась уже в первые годы освоения острова, при этом добывались как лётные, так и линные птицы (в том числе и на корм ездовым собакам), в больших количествах собирались и их яйца. Охота на гусей (она разрешалась местному населению), а также сбор их яиц продолжались здесь вплоть до 1976 г. Естественно, что в таких условиях количество птиц этого вида, гнездящихся на острове, прогрессивно сокращалось. Охрана гнездовой птицы в период кладки яиц и высидывания их, а также спокойная обстановка на гнездовье будут способствовать восстановлению здесь популяции белых гусей, что также представляет собой одну из актуальных задач заповедника.

К ощутимым последствиям привело использование на острове, особенно на сырых его участках, наземного самоходного транспорта – вездеходов и тракторов. Нарушение гусеницами моховой дернины способствует деградации мерзлоты и подчас ведет к необратимым изменениям в почвенном и растительном покрове – развитию эрозионных процессов. По этой причине с организацией заповедника на острове было запрещено использование самоходного транспорта в летнее время вне дорог общего пользования.

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение площади листа R-1, 2 показано на основании анализа всех геологических и геофизических материалов, как отечественных, так и зарубежных, известных на сегодня. Весьма информативными оказались собственные материалы, полученные ВНИИОкеангеология в процессе полевых работ 2006 г., когда было выполнено сейсмоакустическое профилирование и пробурены три скважины глубиной от 3,5 до 12 м с целью изучения разреза плиоцен-четвертичных отложений. Особое место среди использованных материалов принадлежит сеймопрофилированию МОВ ОГТ, отечественному и зарубежному. Материалы этих работ обеспечили как наибольшую достоверность в раскрытии структуры осадочного чехла, так и создание сеймостратиграфической шкалы на шельф Чукотского моря. Надежность этой шкалы состоит в том, что она опирается на разрезы американских буровых скважин, расположенных по соседству с площадью листа R-1, 2. Границы сеймостратиграфических комплексов, вскрытых скважинами, прослежены на американских сейсмических профилях до листа R-1, 2 и увязаны с отечественными сейсмическими профилями. Корреляция сеймостратиграфических комплексов на площади листа R-1, 2 с таковыми на чукотском шельфе США резко повышает достоверность прогнозирования углеводородного потенциала осадочного чехла на чукотском шельфе Российской Федерации.

Как известно, на северном побережье Аляски находится гигантское нефтяное месторождение Прудо-Бей, основные запасы которого приурочены к формации Сэдлрочит пермско-триасового возраста. Кроме того, в указанных буровых скважинах вблизи площади листа R-1, 2 многочисленные нефтегазопроявления установлены от каменноугольных отложений (группа Лисберн) до нижнемеловых включительно (группа Нанушук). Весьма важным представляется выделение кайнозойского сейсмокомплекса, вскрытого буровыми скважинами и прослеженного на американском и отечественных сейсмических профилях. Учитывая преобладание глинистых отложений в большей, нижней части разреза этого комплекса, он представляется как региональная глиняная покрывка – экран для углеводородных залежей в подстилающих толщах.

В результате анализа сейсмического материала впервые в Южно-Чукотском прогибе выявлены глиняные диапиры и установлено время их формирования на рубеже позднего мела и кайнозоя. В итоге подготовки комплекта карт листа R-1, 2 дана оценка ресурсного потенциала района,

как по твердым полезным ископаемым (золото, вольфрам, олово), так и по углеводородному сырью.

Вместе с тем остается ряд нерешенных вопросов по геологическому строению и полезным ископаемым на площади листа R-1, 2:

– на о-ве Врангеля не снято противоречие между пликативной и надвиговой составляющими его геологической структуры.;

– на материке необходимо решить проблему погребенных россыпей золота (прибрежные неотектонические впадины, лагуны, низовья р. Амгуэма), а также коренного золота в пределах Метегынской золоторудной площади в Северном рудном узле.

Рекомендации дальнейших работ состоят прежде всего в решении вопросов ресурсного потенциала по углеводородному сырью и твердым полезным ископаемым. Первоочередными из них являются:

1) прогнозно-поисковые работы на углеводородное сырье в Северо-Чукотском и Южно-Чукотском прогибах по сети профилей МОВ ОГТ 25×40 км через 25–40 км вкрест простираения южного борта Северо-Чукотского прогиба и валов в Южно-Чукотском прогибе;

2) разведка Метегынской золоторудной площади;

3) поиски погребенных россыпей золота в прибрежной зоне (неотектонические впадины, лагуны, низовья р. Амгуэма).

---

---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Арнольд Э.* Краткий обзор плавания и зимовки в Северном Ледовитом океане транспорта «Вайгач» в 1914–1915 гг. // *Морской врач*, 1915.
2. Атлас Арктики / Гл. ред. А. Ф. Трешников. – М., 1985.
3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – М.: Минобороны СССР, 1980. С. 18–153.
4. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» / Отв. ред. М. И. Алексеев, И. С. Грамберг, Ю. М. Пушаровский. – Великобритания, Лландидно: Робертсон Групп ПЛК., 1991. 250 с.
5. *Белов Н. А.* Грунты Чукотского и восточной части Восточно-Сибирского морей. 1949. Фонды Аркт. инст.
6. *Большаков В. С. и др.* География Чукотского моря. 1949. Фонды Аркт. инст.
7. *Верзилин Н. Н.* Методы палеогеографических исследований. – Л.: Недра, 1979. 247 с.
8. *Виноградов В. А., Русаков И. М.* К вопросу о структуре складчатого фундамента и осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа СССР // *Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Сб. статей НИИГА*. 1974.
9. *Виноградов В. А., Гусев Е. А., Лопатин Б. Г.* Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*, вып. 5. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. с. 202–212.
10. *Воеводин В. Н., Сухов К. С.* Тектоника, магматизм и некоторые вопросы металлогении мезозойд Восточной Чукотки // *Сов. геология*, 1976, № 4. С. 42–54.
11. *Воронков А. Ю.* Двустворчатые моллюски Чукотского моря (по материалам экспедиций 1976 и 1995 годов) // *Современное состояние планктона и бентоса, проблемы сохранения биоразнообразия арктических морей (тез. докл. междунар. конф., Мурманск, 27–30 апреля 1998 г.)*. – Мурманск: МИП-999, 1998. с. 23–26.
12. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Редакторы И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 301 с.
13. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики (геологическое описание) / Гл. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. 584 с.
14. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. 1985.
15. *Голиков А. Н., Бабков А. И., Голиков А. А.* Донное население банки Геральд в Чукотском море // *Океанология*, 1991, т. 31, вып. 4. С. 628–630.
16. *Голиков А. Н., Гагаев С. Ю., Голиков А. А., Потин В. В.* Донные биоценозы Колючинской губы Чукотского моря // *Океанология*, 1998, т. 38, № 1. С. 102–104.
17. *Голиков А. Н., Люлеев В. Н., Новиков О. К., Потин В. В., Сиренко Б. И., Шереметевский А. М.* Некоторые закономерности распределения жизни на верхних отделах шельфа острова Врангеля и мыса Шмидта // *Морфология, систематика и эволюция животных*. Сб. научных работ. – Л.: Зоологический институт АН СССР, 1978. С. 11–12.



18. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Листы S-59 и S-60 (Восточно-Сибирское море). Объяснительная записка / В. А. Виноградов, А. В. Зайончек, П. В. Рекант, О. Г. Ромашенко, О. И. Супруненко, Т. В. Яковлева. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 47 с.
19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(60)-2 – о-в Врангеля. Объяснительная записка / К. С. Сухов, Г. И. Казинская, М. К. Шумихина и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 128 с.
20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-1, 2 (Чукотское море). Объяснительная записка // В. А. Виноградов, С. А. Бондаренко, Ю. В. Горячев, А. В. Зайончек, А. Г. Зинченко, О. Г. Ромашенко, А. С. Рудой, О. И. Супруненко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 60 с.
21. Григорьев М. Н. Разрушение льдистых морских берегов Якутии // Наука и техника в Якутии, 2003.
22. Гусев Е. А., Попов В. В., Иосифиди А. Г., Деревянко Л. Г., Аникина Н. Ю., Полякова Е. И., Рекант П. В., Анохин В. М. Строение верхнекайнозойского осадочного чехла арктического шельфа Чукотки // Фундаментальные проблемы изучения квартера. Мат-лы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. С. 93–97.
23. Гусев Е. А., Попов В. В., Иосифиди А. Г., Литвиненко И. В., Деревянко Л. Г., Аникина Н. Ю., Полякова Е. И., Рекант П. В., Анохин В. М., Баженова Е. А. Плиоцен-четвертичные отложения арктического шельфа Чукотки // Геология морей и океанов. Тез. докл. XVII Международной школы морской геологии. Т. I. – М., 2007. С. 35–37.
24. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – М.: Мысль, 1965.
25. Зархидзе В. С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Мат-лы чтений памяти В. Н. Сакса. Кн. 2. – СПб., 1992. С. 6–28.
26. Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря // Моря СССР. Т. II. – М.: Советская Наука, 1947. 588 с.
27. Зинченко А. Г. Новая орографическая схема арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000, С. 39–56.
28. Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
29. Израэль Ю. А., Цыбань А. В. Антропогенная экология океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. 528 с.
30. Исследования экосистем Берингова и Чукотского морей / Под ред. Ю. А. Израэля, А. В. Цыбань. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 653 с.
31. Каменева Г. И. Структура центральной части о-ва Врангеля // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и о-ва Врангеля. – Л., 1975. С. 72–77.
32. Козлов В. Д. и др. Средне-крупномасштабное картирование гранитоидов Иульгинского района Центральной Чукотки и прогнозирование оловянно-вольфрамового оруденения // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 123 с.
33. Косью М. К. Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология морей и океанов. Докл. сов. геол. на 28-м МГК. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1988. С. 188–195.
34. Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
35. Кошкин В. Н. Гидрологические работы на гидрографическом судне «Охотск» в навигацию 1938 г. // Проблемы Арктики, 1939, № 1.
36. Ласточкин А. Н. Дискретность и непрерывность в земной поверхности, ее геоморфологическая и топографическая модели // Геоморфология, 1988, № 4. С. 21–29.

37. *Ласточкин А. Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982.
38. *Ласточкин А. Н.* Рельеф земной поверхности. – Л.: Недра, 1991. 340 с.
39. *Лопатин Б. Г.* Древнейшие комплексы обрамления Американо-Североамериканского суббассейна // Геология складчатого обрамления Американо-Североамериканского суббассейна (исследования по программе советско-канадского сотрудничества в Арктике). – СПб.: НПО «Севморгеология», 1991. С. 23–34.
40. Лоция западной части Чукотского моря и Берингова пролива. – Л.: ГУ МО, 1970. 258 с.
41. *Макаров В. В.* Материалы по количественному учету донной фауны северной части Берингова и южной части Чукотского морей // Исслед. морей СССР, 1937, вып. 25.
42. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. – Л.: НПО «Севморгеология», 1986. 18 с.
43. Моря Советской Арктики. Т. 9. – Л.: Недра, 1984. С. 280.
44. *Милов А. П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. – М.: Наука, 1975.
45. *Никифоров С. Л.* Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Автореф. докт. дис. – М.: ИО РАН 2006.
46. Океанографическая энциклопедия. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. 631 с.
47. Остров Врангеля. Геологическое строение, минерагения, геозология / Под ред. М. К. Косыко, В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
48. *Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А., Дунаев Н. Н., Никифоров С. Л.* Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. – М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
49. Палеогеографический атлас СССР. Т. II. Объяснительная записка.
50. *Петров О. М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова // Тр. ГИН АН СССР, вып. 155. – М.: Наука, 1966. 252 с.
51. *Половова Т. И.* Фораминиферы морских плиоценовых отложений Северо-Востока СССР // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Магадан: ДВ СВКНИИ АН СССР, 1988. 29 с.
52. *Пушинов А. П.* Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики. – Л.: НИИГА, 1972. С. 58–67.
53. *Сакс В. Н.* Условия образования донных осадков в арктических морях СССР // Тр. НИИГА. Т. XXXV. – Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 139 с.
54. Север Дальнего Востока. – М., 1970.
55. *Сесил М. П., Харрисон К. Дж., Парриш Р.* Уран-свинцовый возраст интрузивных пород врангелевского комплекса, о-в Врангеля, СССР // Геология складчатого обрамления Американо-Североамериканского суббассейна (исследования по программе советско-канадского сотрудничества в Арктике). – СПб.: НПО «Севморгеология», 1991. С. 35–44.
56. *Сиренко Б. И., Гагаев С. Ю.* Изучение бентосной фауны в Чукотском море – история и новые результаты. экспедиций по программе «Русалка» в 2004 и 2005 годах. 2006. (В виде html: [www.arctic.noaa.gov/aro/russian-american/2004\\_2005/russian.pdf](http://www.arctic.noaa.gov/aro/russian-american/2004_2005/russian.pdf))
57. Советская Арктика // Моря и острова Северного Ледовитого океана. – М., 1970.
58. *Старокадомский Л. М.* Зоологические станции транспорта «Таймыр» 1912 года в Северном Ледовитом океане и береговые сборы, произведенные во время плавания // Ежегодник Зоол. музея АН, 1915. Т. XIX.
59. *Старокадомский Л. М.* Зоологические станции транспорта «Таймыр» в 1913 г. // Ежегодник Зоол. музея АН, 1917. Т. XXI.
60. *Строев П. А., Корякин Е. Д., Грушинский А. Н.* Глобальное распределение осредненных ( $5 \times 5$ ) глубин поверхности Мохоровичича на Земле // Тр. Гос. астрон. ин-та им. П. К. Штернберга. Т. LXV. – М., 1996.

61. *Тарноградский В. Д., Минина Е. А., Старченко В. В.* Требования по созданию до-полнительных карт и схем к комплекту Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. – СПб., 2005. 47 с.
62. *Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М. и др.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР // Тр. НИИГА. Т. 171 – Л.: Недра, 1974. 144 с.
63. Тектоническая карта Арктики и Субарктики масштаба 1:5 000 000 / Гл. ред. И. П. Атласов. – Л.: ВАГТ, 1969.
64. *Тильман С. М., Бялбжеский А. Д. и др.* Геологическое строение острова Врангеля // Тр. СВКНИИ, вып. 11. – Магадан, 1964.
65. *Ушаков П. В.* Чукотское море и его донная фауна // Крайний Северо-Восток Союза ССР. Т. 2. Фауна и флора Чукотского моря / Под ред. П. В. Ушакова. – Л.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 5–82.
66. *Филатова З. А.* Зоогеографическое районирование северных морей по распространению двустворчатых моллюсков // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1957, т. XXIII.
67. *Ходоровская Н. И., Стурова М. В.* Исследование влияния концентраций кремния и фосфора на развитие диатомовой микрофлоры водоема // Изв. Челябинского научного центра, 2002, вып. 2 (15). С. 50–53.
68. *Яшин Д. С.* Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, вып. 3. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 57–68.
69. *Feder H. M., Jewett S. C., Blanchard A.* Southeastern Chukchi Sea (Alaska) epibenthos // *Polar Biology*, 2005, vol. 28. P. 402–421.
70. *Grantz A., Holmes M. L., Kososki B. A.* Geologic framework of the Alaskan continental terrace in the Chukchi and Beaufort Seas // *Canada's continental margins and offshore petroleum exploration*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1975, vol. 4. P. 669–700.
71. *Grantz A., May S. D., Hart P. E.* Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska // *The Arctic Ocean Region. The Geology of North America*, 1990, vol. L. p. 257–288.
72. *Grebmeier J., Cooper L., Sirenko B., Feder H.* Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering, Chukchi and East Siberian Seas // *Progress in Oceanology*. 2006.
73. *Gualtieri L., Vartanyan S., Brigham-Grette J., Anderson P. M.* Pleistocene raised marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet // *Quaternary Research*, 2003, vol. 59. P. 399–410.
74. *Hill J. C., Driscoll N. W., Brigham-Grette J., Donnelly J. P., Gayes P. T., Keigwin L.* New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum // *Quaternary Research*, 2007, vol. 68. P. 271–279.
75. List of species of free-living invertebrates of Eurasian Arctic seas and adjacent deep waters // *Explorations of the fauna of the seas*. 51 (59). – St-Petersburg, 2001. 131 p.
76. *McManus D. A.* Modern versus Relict Sediment on the Continental Shelf // *Geological Society of America Bulletin*, 1975, vol. 86, Issue 8, Pp. 1154–1160.
77. *Nafe J. B., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // *Geophysics*, 1967, No. 22. P. 523–552.
78. Northwest Geophysical Associates Inc, 2001. (GMSYS User's Guide).
79. Northern Sea Route Dynamic Environmental Atlas // *Norsk Polarinstittutt Meddelelse*, 1998, Nr. 147. 58 p.
80. *Stoker S. W.* Benthic invertebrate macrofauna of the eastern Bering. Chukchi continental shelf // *The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources*. Vol. 2 / Eds. D. W. Hood and J. A. Calder. – Seattle: University of Washington Press, 1981. P. 1069–1090.
81. *Thurston D. K., Theiss L. A.* Geologic report for the Chukchi Sea Planning Area, Alaska. – Anchorage, Alaska: United States Department of the Interior Minerals Management Service, 1987.

82. Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore (As of January 1995) / K. W. Sherwood (ed), U.S. Minerals Management Service, OCS Monograph MMS 98-0054. 531 p.

83. Vega expeditionens vetens kapliga rakttagelser bearbetade af deltagare i resan och andra forskare utgifna af A. E. Nordenskiöld. Bd. 1-5, Stockholm F. & G. Beijer, 1882–1887.

### Фондовая

84. *Авдюничев В. В.* Геоморфологическое строение и история развития рельефа о-ва Врангеля. – Л.: НПО «Севморгеология», 1987.

84а. *Благодатский С. И.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Ращельховгача в 1976–1977 гг. 1979. ТГФ Чукотского АО.

85. *Воробьев Ю. М., Федотов Г. П. и др.* Отчет по объекту 20/82-Г4 «Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования на шельфе Берингова и Чукотского морей». – Л.: ВНИИОкеангеология, 1983.

86. *Ганелин В. Г. и др.* Верхний палеозой острова Врангеля. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989.

87. *Иванова А. М.* Атлас донных осадков Мирового океана. Т. II. Окраинные и внутренние моря. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. 60 с.

88. *Ким Б. И., Рейнин И. В.* Нефтегеологическое районирование Чукотско-Аляскинского шельфа на основе комплексного анализа геолого-геохимических особенностей отложений плитного чехла. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 266 с.

89. *Кириллов О. В., Рождественская И. И. и др.* Исследование геологического строения и вещественного состава отложений платформенного чехла шельфа Баренцева, Карского и других арктических морей в нефтегазопроисловых целях в 1977–1979 гг. – Л.: НПО «Севморгео», 1979.

90. *Кириллов О. В., Петрунин Л. В. и др.* Результаты попутных морских геологических исследований на шельфе арктических морей в 1979–1980 гг. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1981. 310 с.

91. *Кириллов О. В., Петрунин Л. Н. и др.* Результаты морских геологических работ в Карском, Чукотском и Беринговом морях в 1983–1985 гг. – Л.: АККГЭ, 1985.

92. *Козан А. Л., Шелестов Ф. А. и др.* Отчет о поисковых сейсмических работах МОВ и опытно-производственных работах ОГТ масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000 на Хатырском шельфе Берингова моря и региональных сейсмических работах МОВ ЦЛ в комплексе с гравимагнитным профилированием в Чукотском море, выполненных в 1976 г. – Л.: НПО «Севморгео», 1977.

93. *Кулешова О. Н., Рождественская И. И.* Результаты попутных морских геолого-геоморфологических исследований на шельфе арктических морей. – Л.: НПО «Севморгео», 1977.

94. *Куликов Н. Н.* Составить карту твердых полезных ископаемых Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000 и сопутствующий комплект карт донных осадков с целью прогнозной оценки твердых полезных ископаемых океана и определения направления геологоразведочных работ. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.

95. *Кыштымков А. И., Крутоус В. И.* Отчет по теме № 953. Изучение опорных разрезов плиоцен-четвертичных отложений восточной и западной Чукотки. – Магадан: Севостгеология, 1980.

96. *Лазуркин Д. В., Сороков Д. С. и др.* Прогнозная оценка ресурсов нефти и газа Арктического шельфа СССР на основе тектонического и нефтегеологического районирования по новым геолого-геофизическим данным. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1989.

97. *Лазуркин Д. В., Бро Е. Г., Павлов А. В. и др.* Сравнительный анализ нефтегазоперспективных осадочных бассейнов акватории Советской Арктики и Северной Америки с целью разработки критериев прогнозной оценки нефтегазоносности шельфа России. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1982.

98. Лазуркин Д. В., Павлов А. В., Супруненко О. И. и др. Оценка ресурсов нефти, газа и конденсата шельфов морей России по состоянию на 1 января 1993 г. 1995.

98а. Легенда Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. Е. П. Сурмилова. – М.: ФГУНПП «Аэрогеология», 2002.

99. Оточкин В. В. и др. Отчет о региональных сейсмических работах в Чукотском и Беринговом морях в 1988 году. – Петропавловск-Камчатский: Дальморгеология, 1989.

99а. Отчет о результатах работ по объекту «Геологическое изучение минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (составление ГИС-атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Дальневосточного Федерального округа)». – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.

99б. Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Чукотского автономного округа по состоянию на 1 января 1998 г. Т. 3. Олово, вольфрам. 1998. Фонды ВСЕГЕИ.

99в. Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Чукотского автономного округа по состоянию на 1 января 1998 г. Т. 1. Золото рудное. 1998. Фонды ВСЕГЕИ.

100. Погребещицкий Ю. Е. Тектоническая карта арктических глубоководных впадин и шельфа Северного Ледовитого океана масштаба 1 : 2 500 000. 1979.

101. Садыков А. Р., Раков В. А. Объяснительная записка по теме № 936. Анализ состояния изученности россыпной золото-оловоносности прибрежной части шельфа Северо-Востока СССР, задачи и дальнейшее направление работ. – Магадан: Севвостгеология, 1978.

102. Семенов Ю. П., Ломаченков В. С., Таманова С. В. Донные отложения Восточно-Сибирского и Чукотского морей. – Л.: НИИГА, 1961.

103. Семенов Ю. П., Спиридонов М. А., Таманова С. В., Филлюшкин Г. С. Карта современных морских осадков Северного Ледовитого океана масштаба 1 : 5 000 000. – Л.: НИИГА, 1964.

104. Стерлягова Г. В. и др. Отчет о региональных сейсмических работах в Чукотском и Беринговом морях в 1987 году. – Петропавловск-Камчатский: Дальморгеология, 1988.

105. Сурмилова Е. П., Стебина Т. С., Манукян А. М. и др. Легенда Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). – М.: ФГУНПП «Аэрогеология», 2002.

106. Сухорослов В. Л. и др. Отчет по теме № 960. Составление морфоструктурной карты масштаба 1 : 500 000 и оценка перспектив россыпной золотоносности севера Чукотской золотоносной провинции. – Магадан: Севвостгеология, 1982.

107. Тараховский А. Н., Бочарникова А. И., Рождественская И. И., Устинов Н. В., Фёдоров И. П., Шкатов Е. П., Давыдов А. С. Результаты геологических исследований на островах (Грезм-Белл, Колгуев, Арктического Института) и побережье (п-ов Говена) арктических морей и донного опробования на гидрографических судах. Т. 1. – Л.: НПО «Севморгео», 1976.

108. Элиасс Ю. К. и др. Магматизм и метаморфизм в Иультинском рудном узле в связи с его металлоносностью. Отчет по теме № 1088 за 1986–1988 гг. – Магадан: Севвостгеология, 1988.

109. Яшин Д. С. Вещественный состав, геохимия и особенности седиментогенеза донных осадков полярных областей Мирового океана. Тома 1 и 2. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1990.

110. Яшин Д. С., Ким Б. И., Рейнин И. В. Нефтегеологическое районирование Чукотско-Аляскинского шельфа на основе комплексного анализа геолого-геохимических особенностей отложений плитного чехла. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994.



**Указатель месторождений, проявлений  
и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Чёрные металлы</b>			
Железо-марганцевые конкреции			
I-5-1	ПМ		12
II-5-1	ПМ		12
VI-7-1	ПМ		12
<b>Цветные металлы</b>			
<b>М е д ь</b>			
II-1-4	ПМ	Неизвестная, р., верховья	47
II-1-17	ПМ	Кларк, р., верховья	47
II-1-20	ПМ	Советская, гора	47
II-2-5	ПМ	Кларк, р., верховья	47
II-3-3	ПМ	Мыс Уэринга	47
V-1-3	ПМ	Утёс Вебера	111
V-1-6	ПМ	Этакунь, р. – истоки	111
V-1-12	ПМ	Вывыткар, р., левобережье	111
V-1-14	ПМ	Вывыткар, р.	111
VI-1-1	ПМ	Врезанного, руч., левобережье	111
VI-1-28	ПМ	Мирного, руч., левобережье	111
VI-1-30	ПМ	Эмуэм, руч., верховья	111
VI-1-31	ПМ	Сухой, руч., верховья	111
VI-1-32	ПМ	Кэмуэм, руч., верховья	111
VI-1-33	ПМ	Рыкнатийнен, р., левобережье	115
VI-2-111	ПМ	Уквульхвээргин, р., левобережье	115
<b>С в и н е ц</b>			
V-1-11	ПМ	Вывыткар, р., среднее течение	115
VI-1-6	ПМ	Экиатап, р., правобережье	115
VI-1-29	ПМ	Плановое	115
VI-1-36	ПМ	Зелёное	115
VI-1-48	ПМ	Золотинка	115
VI-1-57	ПМ	Луковое	115
VI-1-62	ПМ	Каньонное	115

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-67	ПМ	Шумное	115
VI-1-69	ПМ	Верхне-Торопливое	115
VI-1-76	ПМ	Мальшковое	115
VI-2-51	ПМ	Олень	115
<b>Ц и н к</b>			
II-1-14	ПМ	Хрустальный, руч., устье	47
II-1-18	ПМ	Хрустальный, руч., устье	47
II-1-22	ПМ	Чёрная гора	47
II-1-26	ПМ	Чёрная гора	47
II-2-4	ПМ	Красный Флаг, р. – верховья	47
II-3-4	ПМ	Пилар, мыс, южнее на 6 км	47
<b>М о л и б д е н</b>			
VI-1-2	ПМ	Встречное	115
VI-1-55	ПМ	Верхне-Койвельвеемское	115
VI-1-61	ПМ	Чудное	115
VI-1-71	ПМ	Мальшка	115
VI-1-72	ПМ	Задернованное	115
VI-1-74	ПМ	Торопливое	115
VI-1-78	ПМ	Долинное	115
VI-1-80	ПМ	Первое Гранитное, руч. Торопливый	115
<b>В о л ь ф р а м</b>			
VI-1-13	ПМ	Лагерного руч., правобережье – правый приток. р. Экиатап	115
VI-1-19	ПМ	Бум руч., истоки	111
VI-1-23	ПМ	Арфа, руч., правобережье	111
VI-1-24	ПМ	Эол, руч., левобережье	111
VI-1-41	ПМ	Налёдное	115
VI-1-54	ПМ	Жёлтое	115
VI-1-64	ПМ	Недра, руч., левобережье, левый приток руч. Илир	111
VI-1-68	ПМ	Илир, руч., нижнее течение левобережья	111
VI-2-41	ПМ	Западно-Тенкергинское	115
VI-2-45	ММ	Тенкергинское	19
VI-2-53	ПМ	Каменка и Метегенканья – водораздел рек	111
VI-2-57	ПМ	Правобережье приустьевой части руч. Сентябрьский	111
VI-2-59	ПМ	Каменка и Метегенканья – водораздел рек	111
VI-2-61	ПМ	Каменка-Метегенканья – водораздел рек	111
VI-2-65	ПМ	Каменка, р.	115

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-79	П	Узкое	113
VI-2-83	П	Метро	112
VI-2-87	П	Ледяное	112
VI-2-94	МС	Светлое	112
VI-2-100	ПМ	Медвежий, руч.	115
VI-2-102	П	Пятнистое	112
VI-2-103	П	Солнечное мест., правобережье р. Нельпунейвеем	19
О л о в о			
V-1-7	ГХО		19
V-1-8	ГХО		19
V-1-15	ПМ	Вывыткар, гора – верховья руч. Продольный	111
VI-1-3	ПМ	Южного и Встречного – водораздел ручьев	111
VI-1-4	ПМ	Южного и Встречного – водораздел ручьев	111
VI-1-5	ШО		19
VI-1-10	П	Звонкое	111
VI-1-11	ПМ	Лагерный, руч., правобережье	111
VI-1-12	ПМ	Горное	115
VI-1-14	ПМ	Граф и Арфа – водораздел ручьев	111
VI-1-16	ПМ	Юмор, руч., истоки	111
VI-1-20	ПМ	Звонкий и Седой, водораздел ручьев	111
VI-1-21	ПМ	Перевальное	115
VI-1-37	ПМ	Койвельхвээргин, р., правобережье	115
VI-1-39	ШО		19
VI-1-42	ШО		19
VI-1-43	ПМ	Ватлирхвин, гора	115
VI-1-45	ПМ	Гризли	115
VI-1-46	П	Лазурное руд-е, участок Койвельвеем	114
VI-1-49	ПМ	Ращельховгача, р., правобережье	115
VI-1-50	П	Лазурное руд-е, участок Лазурный	114
VI-1-51	ПМ	Папыканское	115
VI-1-52	ПМ	Обильный руч., правая ветвь верховьев – бассейн р. Ращельховгач	111
VI-1-56	П	Лазурное руд-е, участок Рауямача	114
VI-1-60	ПМ	Илир руч., левобережье	111
VI-1-63	ПМ	Озеро Ращельховагача	115
VI-1-65	ПМ	Уквульхвээргын р., левобережье	115
VI-1-66	ПМ	Илир руч., левобережье, южнее участка Фиат	111
VI-1-70	ПМ	Миля	115
VI-2-3	ГХО		19
VI-2-8	ШО		19

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-20	ПМ	Тучка, руч., правый борт верховий	111
VI-2-21	ПМ	Нудный, руч., верховья	111
VI-2-22	ПМ	Гремучий Кекур, руч., верховья	111
VI-2-24	ПМ	Тучка, руч., правый борт	111
VI-2-28	ШО		19
VI-2-28	ШО		19
VI-2-29	ПМ	Мишка	115
VI-2-44	ПМ	Сентябрьский, руч., верховья	111
VI-2-50	ПМ	Метегенканья, р., правобережье	111
VI-2-75	П	Прямое	113
VI-2-82	ПМ	Кварцевое	115
VI-2-84	П	Северное	111
VI-2-85	ПМ	Марс, руч., левый приток и Удача – водораздел	111
VI-2-88	П	Предгорное руд-е, левобережье руч. Гранитный	112
VI-2-89	П	Каменка	112
VI-2-91	П	Вешкап	112
VI-2-92	П	Порожистое	112
VI-2-96	ПМ	Усть-Новое	115
VI-2-97	ММ	Снежное	112
VI-2-106	ПМ	Медвежий, руч.	115
VI-2-109	ПМ	Песцовый, руч.	115
VI-3-5	ГХО		19
VI-3-9	ГХО		19
М ы ш ь я к			
V-1-4	ПМ	Утес Вебера	19
VI-1-18	ПМ	Печальное	115
VI-1-22	ПМ	Верное	115
VI-1-53	ПМ	Лево-Фиатское	115
VI-1-73	ПМ	Лево-Каньонное	115
VI-1-75	ПМ	Весёлое	115
VI-1-77	ПМ	Грязное	115
VI-2-108	ПМ	Снежный, руч.	115
С у р ь м а			
II-1-27	ПМ	Хищников, р., верховья	47
VI-1-27	ПМ	Тыгаут, р., левобережье	115
VI-2-66	ПМ	Десертное, Каменка, ручьи	115

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>В и с м у т</b>			
VI-1-8	ПМ	Граф, руч., левобережье–правый приток р. Экиатап	115
VI-1-26	ПМ	Экиатап–Тыаут	115
VI-1-35	ПМ	Койвельхвээргын, р., левобережье	115
VI-1-40	ПМ	Рыкнатийнен, р.	115
<b>Благородные металлы</b>			
<b>З о л о т о</b>			
I-1-7	ШО		47
II-1-5	ПМ		47
II-1-6	ПМ		47
II-1-9	ШО		47
II-1-11	ШО		47
II-1-15	ПМ	Хрустальный, руч., устье	47
II-1-16	ПМ	Хрустальный, руч., устье	47
II-1-25	ПМ		47
II-1-29	ШО		19
V-2-1	ГХО		19
V-2-2	ШО		19
V-2-3	ГХО		19
V-2-4	ГХО		19
V-2-5	ГХО		19
VI-1-7	ПМ	Тихое	115
VI-1-9	ПМ	Седого руч., верховья	111
VI-1-15	ПМ	Граф, руч., верховья–правый приток р. Эки	111
VI-1-17	ПМ	Седого руч., верховья – правый приток р. Эки	111
VI-1-25	ПМ	Орлиного руч., верховья	111
VI-1-34	ПМ	Лунное	115
VI-1-44	ПМ	Рашельховгач, руч., правобережье	111
VI-1-47	ПМ	Лево-Койвельвеемское	115
VI-1-58	ПМ	Фиат, руч., левобережье	111
VI-1-59	ПМ	Рашельховгача, руч., левобережье	111
VI-1-81	ПМ	Новая р.	111
VI-2-1	ГХО		19
VI-2-2	ГХО		19
VI-2-5	ПМ	Находка, руч., левобережье	111
VI-2-6	ПМ	Находка, руч., левобережье	111



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-7	ПМ	Кайнын, руч., верховья	111
VI-2-11	ПМ	Живое	19
VI-2-12	ПМ	Бедный, руч., левобережье	111
VI-2-13	ПМ	Кривой, руч., верховья–гора Кууль	111
VI-2-14	ПМ	Снежный и Тучка – водораздел ручьев	111
VI-2-15	ПМ	Живое, Курский и Живой – междуречье	111
VI-2-16	ПМ	Сокол и Бедный – водораздел ручьев	111
VI-2-17	ПМ	Крит, руч., верховья	111
VI-2-18	ПМ	Кривого руч. (уч. Метегин)	111
VI-2-23	ПМ	Бедный, руч., верховья	111
VI-2-25	ПМ	Люснаган	19
VI-2-26	ПМ	В 150 м от высоты 4120,0 м	111
VI-2-27	ПМ	Бедный, руч., правобережье в нижнем течении	111
VI-2-31	ПМ	Бедный, руч., бассейн	111
VI-2-32	ПМ	Тропический, руч., верховья	111
VI-2-33	ПМ	Скудный, руч., левый борт	111
VI-2-34	ПМ	Илистый, руч., правый борт	111
VI-2-35	ПМ	Дуй, руч., правобережье	111
VI-2-37	ПМ	Первое Прямое	115
VI-2-38	ПМ	Буйного руч. левобережье	111
VI-2-39	ПМ	Хмурый, руч., верховья	111
VI-2-40	ПМ	Метенканья, р., левобережье	111
VI-2-42	ПМ	Хмурый, руч., правобережье	111
VI-2-43	ПМ	Сентябрьский, руч., верховья	111
VI-2-46	ПМ	Утренний, руч., верховья	111
VI-2-48	ПМ	Тучное	115
VI-2-49	ПМ	Олений и Удачный – водораздел нижнего течения	111
VI-2-52	ПМ	Средне-Сентябрьское	115
VI-2-54	ПМ	Метегенканья, руч., правобережье	111
VI-2-55	ПМ	Каменка, р.	115
VI-2-56	ПМ	Казарка, руч., левобережье	111
VI-2-58	ПМ	Олений, руч., правобережье	111
VI-2-62	ПМ	Фобос, руч., верховья	111
VI-2-63	ПМ	Каменка, р.	115
VI-2-64	ПМ	Метегенканья, руч., правобережье	111
VI-2-68	ПМ	Ращельховгача, р., левобережье	111
VI-2-69	ПМ	Верхне-Метегинское	115
VI-2-71	ПМ	Метегенканья, р., правобережье в ее верховьях	111

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-72	ПМ	Уквильхвээргин, р., правобережье, левый водораздел руч. Фобос	111
VI-2-74	ПМ	Ращельховгача, р., правобережье	111
VI-2-76	ПМ	Уквильхвээргин, р., правобережье	111
VI-2-77	ПМ	Метегенканья, руч. левобережье	111
VI-2-77	ПМ	Каменка, р.	115
VI-2-78	ПМ	Каменка, руч., верховья	111
VI-2-86	ПМ	Каменка, р.	115
VI-2-105	П	Снежное	112
VI-2-112	ПМ	Вемекай гора (727,0), в 4 км на юго-восток	111
VI-2-113	ПМ	Песцовая гора	111
VI-2-115	ПМ	Нельпунейвеем	19
VI-3-1	ШО		19
VI-3-2	ГХО		19
VI-3-3	ГХО		19
VI-3-4	ГХО		19
VI-3-6	ГХО		19
VI-3-7	ГХО		19
VI-3-8	ГХО		19
VI-3-10	ГХО		19
VI-3-11	ГХО		19
VI-4-1	ГХО		19
VI-4-2	ГХО		19
VI-4-3	ГХО		19
<b>Серебро</b>			
VI-2-19	ПМ	Живое	115
VI-2-30	ПМ	Бедный, руч., верховья	111
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Химическое сырьё</b>			
<b>Флюорит</b>			
VI-1-38	П	Ращельховгача, р., верховья	19
VI-1-79	П	Ращельховгача, р., верховья	19
<b>Горный хрусталь</b>			
II-1-8	П	Перкаткунское	47
II-1-10	ПМ	Неизвестная, р., верховья	47
II-1-12	ПМ	Хрустальный, руч. устье	47

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-13	ПМ	Хрустальный, руч. устье	47
II-1-19	ПМ	Советская, гора	47
II-1-21	ПМ	Чёрная, гора	47
II-1-23	ПМ	Двухглавая, северный склон	47
II-1-24	ПМ	Мамонтовая р., среднее течение	47
II-1-28	ПМ	Двухглавая Гора, восточный склон	47
II-1-32	ПМ	Хищников, р., верховья	47
II-2-3	ПМ	Красный Флаг, р., верховья	47
II-2-6	ПМ	Наша, р., верховья	47
II-3-1	ПМ	Мыс Литке	47
II-3-2	ПМ	Мыс Уэринга	47
<b>Мамонтовая кость</b>			
I-1-1	П	Низовья р. Неизвестная	47
I-1-2	П	Низовья р. Неизвестная	47
I-1-3	П	Тундровая, р., низовья	47
I-1-4	П	Тундровая, р., низовья	47
I-1-5	П	Олений, руч, у устья	47
I-1-6	П	Оленья, руч. Кит, р. – водораздел	47
I-2-1	П	Красный Флаг, р., среднее течение	47
II-1-1	П	Неизвестная, р., среднее течение	47
II-1-2	П	Тундровая, р., верховья	47
II-1-3	П	Неизвестная, р., среднее течение	47
II-1-7	П	Неизвестная, р., верховья	47
II-2-1	П	Красный Флаг, р., среднее течение	47
II-2-2	П	Красный Флаг, р., верховья	47
<b>Строительные материалы</b>			
Основные и ультраосновные интрузивные породы			
V-1-10	ММ	Ясное	19
Глинистые сланцы керамзитовые			
V-1-5	ММ	Шпиль	19
V-1-9	ММ	Удачное	19
Песчано-гравийный материал			
V-1-2	ММ	Коса Кинманьякича	19
<b>Прочие ископаемые</b>			
Г и п с			
II-1-27	П	Советская гора	47
II-1-30	П	Хищников, р., Хрустальный, руч. – водораздел	47

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>ПРЕСНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ</b>			
V-1-11	ММ	Вывыткарское	19
<b>Газогеохимические аномалии</b>			
М е т а н			
II-8-1	ГГХО		110
II-11-1	ГГХО		110
III-11-1	ГГХО		110
IV-1-2	ГГХО		110
IV-2-1	ГГХО		110
IV-2-4	ГГХО		110
IV-3-1	ГГХО		110
IV-8-2	ГГХО		110
V-7-1	ГГХО		110
VI-7-2	ГГХО		110
<b>Тяжелые углеводороды</b>			
I-8-2	ГГХО		110
II-10-1	ГГХО		110
II-10-2	ГГХО		110
II-5-2	ГГХО		110
III-4-1	ГГХО		110
III-5-1	ГГХО		110
IV-1-1	ГГХО		110
IV-2-2	ГГХО		110
IV-2-3	ГГХО		110
IV-2-5	ГГХО		110
IV-8-1	ГГХО		110
IV-10-1	ГГХО		110
V-4-1	ГГХО		110
V-8-1	ГГХО		110

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В. А. Виноградов</i> .....	3
<b>Стратиграфия</b> .....	9
Сейсмостратиграфическая основа расчленения осадочного чехла шельфа. <i>В. А. Виноградов, Ю. В. Горячев</i> .....	9
Верхний протерозой–нижний кембрий. <i>В. А. Виноградов</i> .....	11
Верхний протерозой–средний палеозой. <i>В. А. Виноградов</i> .....	12
Верхний силур–нижний девон. <i>В. А. Виноградов</i> .....	12
Средний–верхний девон. <i>В. А. Виноградов</i> .....	12
Средний девон–нижний карбон. <i>В. А. Виноградов</i> .....	13
Нижний карбон. <i>В. А. Виноградов</i> .....	14
Нижний–средний карбон. <i>В. А. Виноградов</i> .....	15
Верхний карбон–пермь. <i>В. А. Виноградов</i> .....	17
Верхняя пермь. <i>В. А. Виноградов</i> .....	18
Средний–верхний палеозой. <i>В. А. Виноградов</i> .....	18
Триасовая система. <i>В. А. Виноградов</i> .....	19
Средний палеозой–триас. <i>В. А. Виноградов</i> .....	20
Средний палеозой–нижний мел. <i>В. А. Виноградов</i> .....	21
Верхний палеозой–нижний мел. <i>В. А. Виноградов</i> .....	21
Меловая система. <i>В. А. Виноградов</i> .....	22
Палеоген–нижний неоген (миоцен). <i>В. А. Виноградов</i> .....	23
Плиоцен–четвертичные отложения. <i>Е. А. Гусев</i> .....	26
Плиоцен–эоплейстоценовая пачка (ССП-IV). <i>Е. А. Гусев</i> .....	26
Четвертичная система. <i>Е. А. Гусев</i> .....	30
<b>Литология современных донных отложений.</b> <i>С. А. Бондаренко</i> .....	40
<b>Магматизм.</b> <i>Б. Г. Лопатин</i> .....	47
<b>Тектоника.</b> <i>В. А. Виноградов, А. В. Зайончек, А. А. Черных</i> .....	54
<b>Геоморфология.</b> <i>О. Г. Ромащенко</i> .....	66
<b>История геологического развития.</b> <i>В. А. Виноградов</i> .....	78
<b>Полезные ископаемые</b> .....	83
Горючие ископаемые. <i>В. А. Виноградов, О. И. Супруненко</i> .....	83
Металлические ископаемые. <i>В. А. Виноградов, К. С. Сухов, А. Н. Усов</i> .....	83
Неметаллические ископаемые. <i>К. С. Сухов, А. Н. Усов</i> .....	97
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>В. А. Виноградов, О. И. Супруненко, К. С. Сухов</i> .....	99
<b>Гидрогеология.</b> <i>В. А. Виноградов</i> .....	105
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>А. Ю. Опекунов, О. А. Кийко</i> .....	111
<b>Заключение.</b> <i>В. А. Виноградов, К. С. Сухов</i> .....	127
<b>Список литературы</b> .....	129
<b>Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых</b> .....	135



**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)  
Серия Чукотская  
Лист R-1, 2 – остров Врангеля  
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

---

Подписано в печать 7.05.2014. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 9 + 12 вкл. Уч.-изд. л. 15.  
Тираж 150 экз. Заказ 81114001

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153