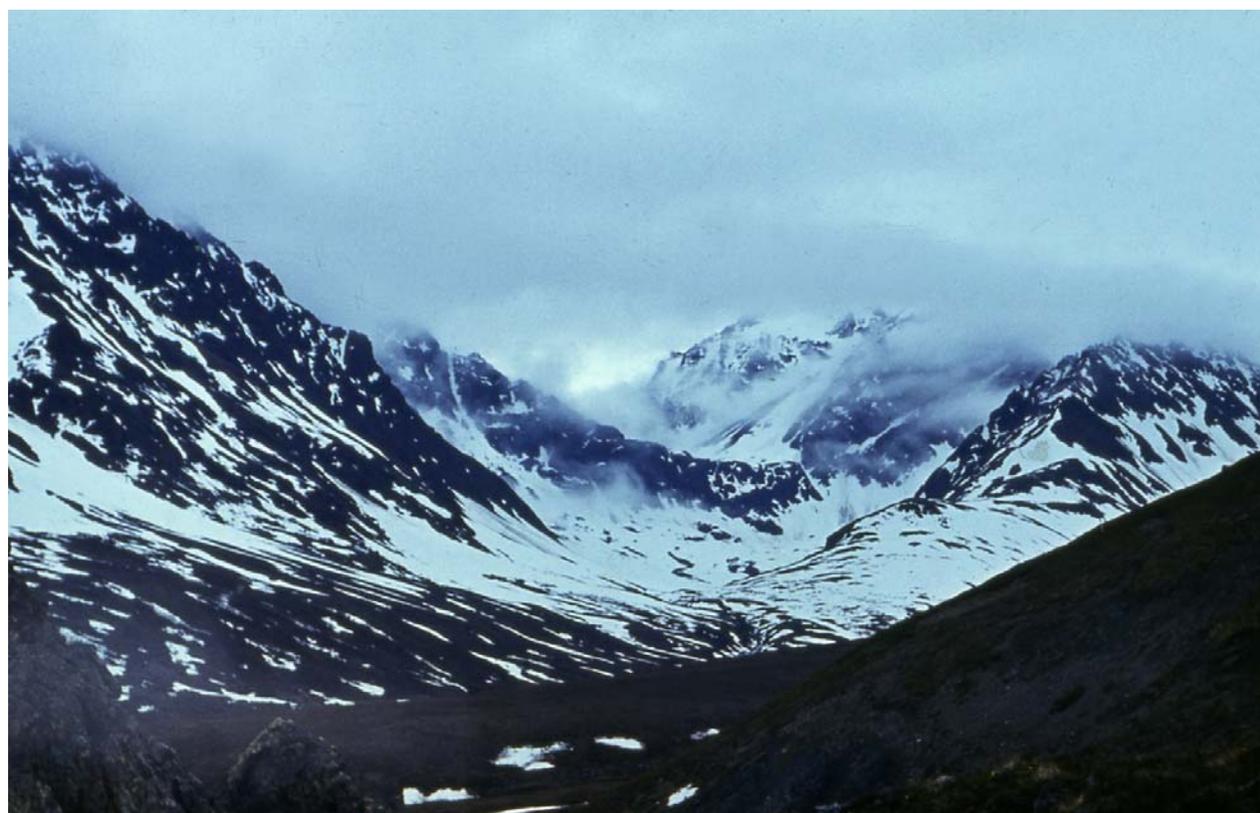


Строение Корякско-Камчатской области. Охотское и Берингово моря.

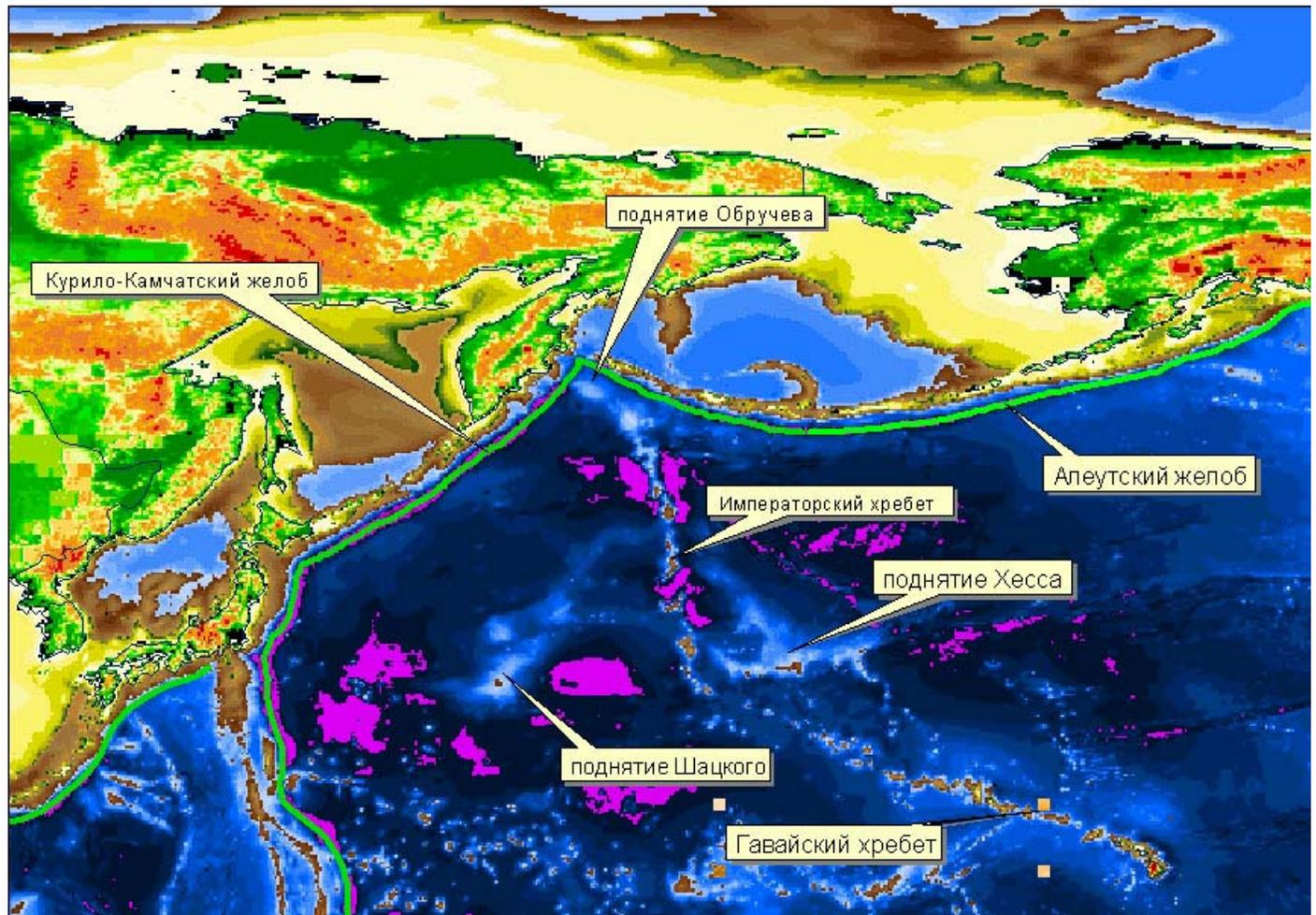


Корякское нагорье. Июль 1986. фото Мазаровича А.О.

Лекция 18 (27 -28 ноября 2006 г.)

Активная окраина - континентальная окраина, которая характеризуется интенсивной сейсмичностью, интенсивными магматическими (включая вулканические) процессами. Двумя основными типами активных континентальных окраин принято считать андийские (восток Тихого океана) и западно-тихоокеанские. Первые характеризуются протяженным вулканическим поясом, который находится в непосредственной близости от глубоководного желоба, Вторые представляют собой сложное сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов.

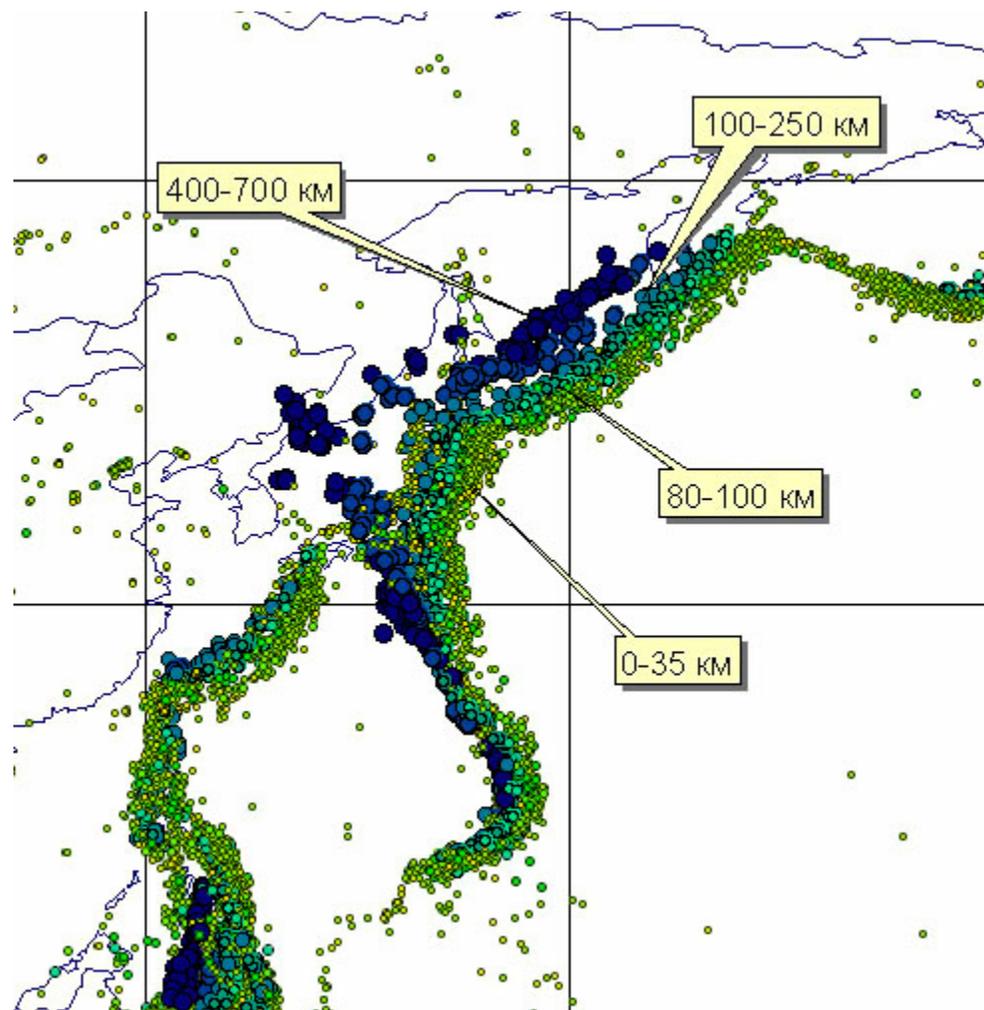
Рельеф северо-запада Тихого океана



**Генеральная Батиметрическая Карта Океанов (ГЕБКО).
Окраинные моря северо-запада Тихого океана**



Эпицентры землетрясений



Строение Берингова моря



Берингово море. На заднем плане мыс Наварин. Июль 1986. фото Мазаровича А.О.

Берингово море отделено от Тихого океана цепью Алеутских и Командорскими островами. На севере оно соединяется Беринговым проливом (максимальная глубина которого достигает почти 60 м) с Чукотским морем. На востоке Берингово море омывает побережье Аляски, на западе – Чукотский и Камчатский п-ова, а также Корякское нагорье. Наиболее крупным заливом является Анадырский.

Географическая граница с Чукотским морем проходит по линиям: на севере – мыс Уникын (Чукотский п-ов) – южный входной мыс бухты Шишмарева (п-ов Сьюард); на юге – от мыса Камчатский, южнее о-вов Алеутской гряды до мыса Кобуч (юго-запад п-ова Аляска)

Тектоническая позиция. Берингово море расположено в пределах активной окраины Тихого океана.

Рельеф дна. В северо-восточной части Берингова моря расположена обширная материковая отмель шириной 500-600 км. Здесь преобладают глубины от первых метров до 200 м. В пределах этой области расположены острова Св. Лаврентия, Нуниван, Св. Матвея, а также архипелаг о-вов Прибылова. Крутым склоном (ширина от 40 до 80 км), который протягивается от п-ова Наварин до п-ова Аляска, шельф отделен от глубоководной части моря. Она состоит из Командорской (Западной) и Алеутской (Центральной) котловин, разделенными субмеридиональным хребтом Ширшова (расположен вдоль 170 - 171о в.д.) и серпообразным хребтом Бауэрса, который изогнут к востоку. Между Алеутскими о-вами и хребтом Бауэрса расположена небольшая котловина Бауэрса. Первый имеет протяженность порядка 560 км и ширину от 100 (север и юг) до 250 (центральная часть) км. Глубины вершинной поверхности изменяются от 200 до 1000 м. Второй простирается на 770 км и его максимальная ширина составляет около 200 км. Глубины вершинной поверхности изменяются от 200 до 700 м. Южнее хребта Бауэрса, севернее о. Булдырь (расположен между группами островов Ближние и Крысьи), отмечены максимальные глубины Берингова моря – 4773 м.

Изученность геолого-геофизическими методами. Геологическое строение Баренгова моря было исследовано различными геолого-геофизическими методами советскими (российскими) и американскими как коммерческими, так и не коммерческими организациями. Было пройдено большое количество сейсмических профилей (МОВ ОГТ и др.) в американском секторе, а также в районе Анадырского залива. Была проведена аэромагнитная и гравиметрическая съемка. В пределах моря проводилось бурение с судов и платформ как в американском, так и российском секторах. С бурового судна в 19-ом рейсе (1971 г.) «Гломар Челленджер» по программе DSDP было пробурено 3 скважины (189-191) в районе хребта Ширшова, одна (188) на западе хребта Бауэrsa и две (184-185) – на плато Умнак. В пределах шельфа ряд скважин был пробурен вдоль его кромки (например, в американском секторе - Navarin COST # 1 и др) и на островах. В российском секторе бурение осуществлялось в акватории Анадырского залива (например, Центральная-1). В обоих секторах бурение также проводилось и в пределах ряда осадочных бассейнов, расположенных на суше.

Сейсмичность. Район Берингова моря сейсмичен (CNSS). Основной пояс эпицентров землетрясений расположен вдоль Алеутской островной дуги и Алеутского глубоководного желоба. Он протягивается от побережья п-ова Камчатка до юга п-ова Аляска. На западе, в районе Командорских о-вов, его ширина составляет порядка 200 км, на востоке, в районе залива Кука – 520 км. Глубины очагов закономерно изменяется с юга на север от первых десятков до 400 и более км соответственно. Магнитуды могут достигать максимальных значений. Вторая зона сейсмичности расположена в районе Берингова пролива, п-ова Сьюард и залива Нортон. Здесь зафиксированы в основном мелкофокусные землетрясения на глубинах 10 – 30 км. Максимальные магнитуды – 4-5. Отдельные эпицентры землетрясений известны на кромке шельфа, а также на хребтах Ширшова и Бауэrsa. Как правило, они расположены на глубинах до 30 км. Магнитуды, по данным многолетних наблюдений не превышают 4, однако, как показало землетрясение в апреле 2006 г. на Олюторском п-ове (расположен непосредственно на продолжении хребта Ширшова), могут быть события с магнитудами и более 8. В сейсмически опасном районе Алеутской гряды зарегистрировано ряд землетрясений, которые привели к возникновению катастрофических цунами с высотой волны в десятки метров.

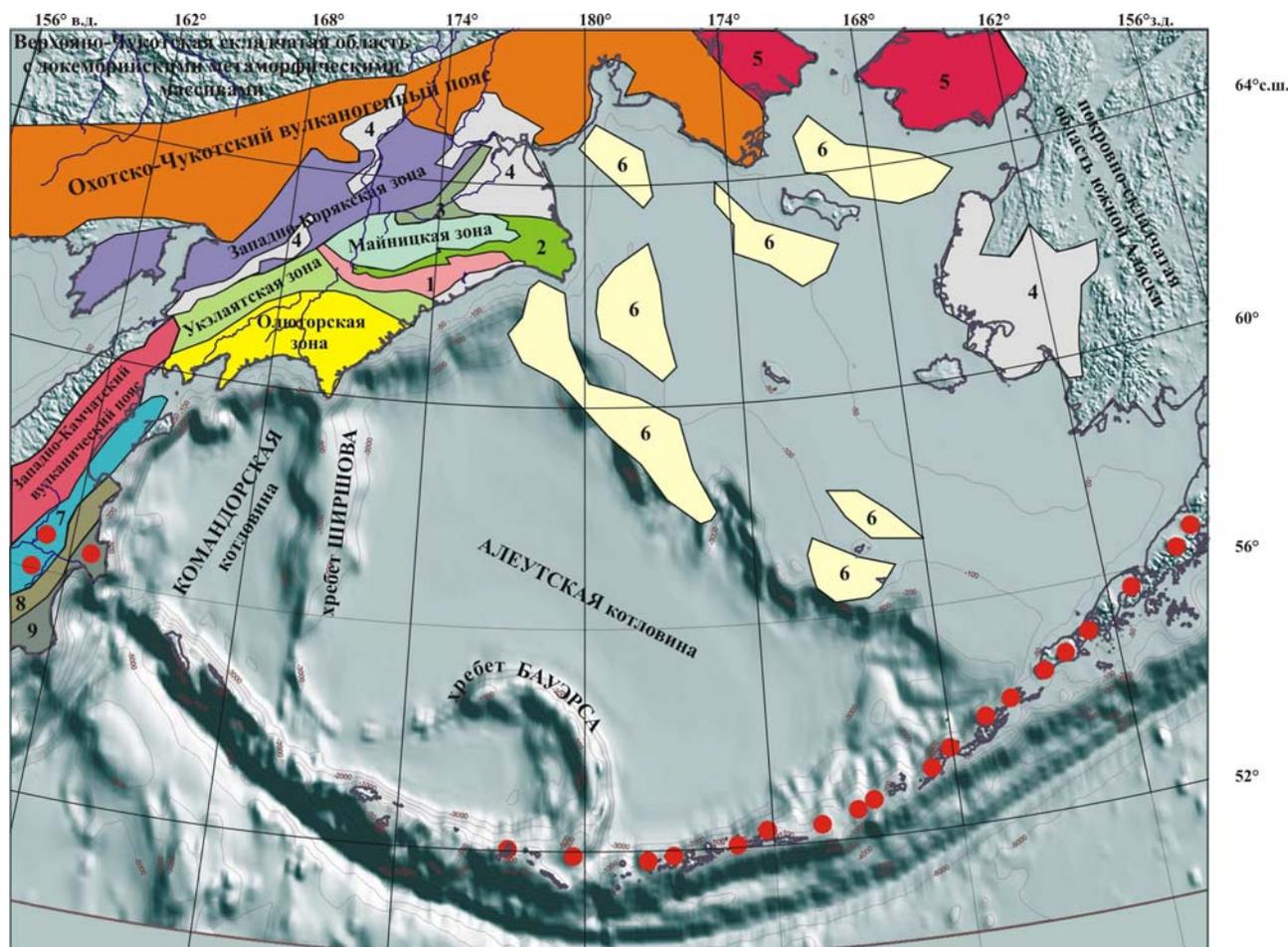
Вулканизм. Вулканические сооружения плейстоценового и более молодого возраста известны во многих местах Берингова моря. Современный и голоценовый вулканизм развит (по данным NOAA/NESDIS/National Geophysical Data Center) в пределах Алеутской островной дуги. Здесь, включая п-ов Аляска, расположено порядка 60 вулканов. Их подавляющая часть лежит восточнее о. Булдырь (1760 в.д.). Высоты вулканов могут изменяться от 100 (о. Богослова) до 2857 м (вулкан Шишалдина на о. Унимак). С 1786 по 1999 гг. зафиксировано 118 исторических извержений. Наиболее активная вулканическая деятельность отмечена на вулканах, расположенных в восточной части Алеутской дуги - Акутан (1786 – 1996 гг. - 20 извержений), Шишалдина (1824 – 1999 гг. - 19) и Кливленд (1932 – 1994 гг. - 10). Вулканические постройки голоценового возраста установлены в пределах шельфовой части Берингова моря на о. Св.Павла (о-ва Прибылова), на севере о. Св.Лаврентия (горы Кукулиак), на о. Нунивак, а также на юге залива Нортон и севернее бухты Бэрд.

Основные черты геологического строения прилегающих частей континентов, островов и архипелагов Баренцева моря. Берингово море имеет кору как континентального, так и океанического типов. Первая развита в пределах шельфа, вторая – в пределах глубоководных котловин.

Информация о строении Берингова моря слагается из интерполяции геологических данных о геологии обрамляющих участков суши или островов, данных бурения, а также основана на результатах интерпретации геофизических данных.

Структуры Берингова моря расположены на сочленении Корякско-Камчатской и

Южно-Аляскинской покровно-складчатых областей и Охотско-Чукотского вулканического пояса. На юге регион ограничен структурами Алеутской (Алеутско-Аляскинской) островной дуги.



Красные точки – действующие вулканы. 1 – 3 – зоны: 1 – эконоайская, 2 – алькатваамская, 3 – великореченская; 4 – наложенные кайнозойские впадины; 5 – Чукотский массив; 6 – основные депоцентры осадконакопления; 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; 8 – 9 зоны: Восточных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок и Валагинский), 9 – Восточных полуостровов (Озерной, Камчатский Мыс, Кроноцкий) Камчатки, по: (Геология и полезные ископаемые... , 2002, Соколов, <http://ginras.ru>, Tectonic..., 2002). Топографическая основа: акватория - ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суша - GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>)

Структуры зоны характеризуются линейной ориентировкой, дискордантной к структурным планам Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. Здесь развиты преимущественно островодужные образования широкого возрастного диапазона от верхнего палеозоя до нижнего мела включительно, офиолитовые, океанические и островодужные террейны палеозойского и мезозойского возраста.

Корякско-Камчатская складчатая система

(При подготовке лекции автор использовал монографии Константиновской Е.А., Коваленко Д.В., Тектоническое развитие земной коры и разломы, 1979, Аккреционная тектоника Восточной Камчатки, 1993, собственные данные, а также использована статья С.Д. Соколов, Г.Е. Бондаренко, О.Л. Морозов, М.В. Луцицкая "Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей" (2003))

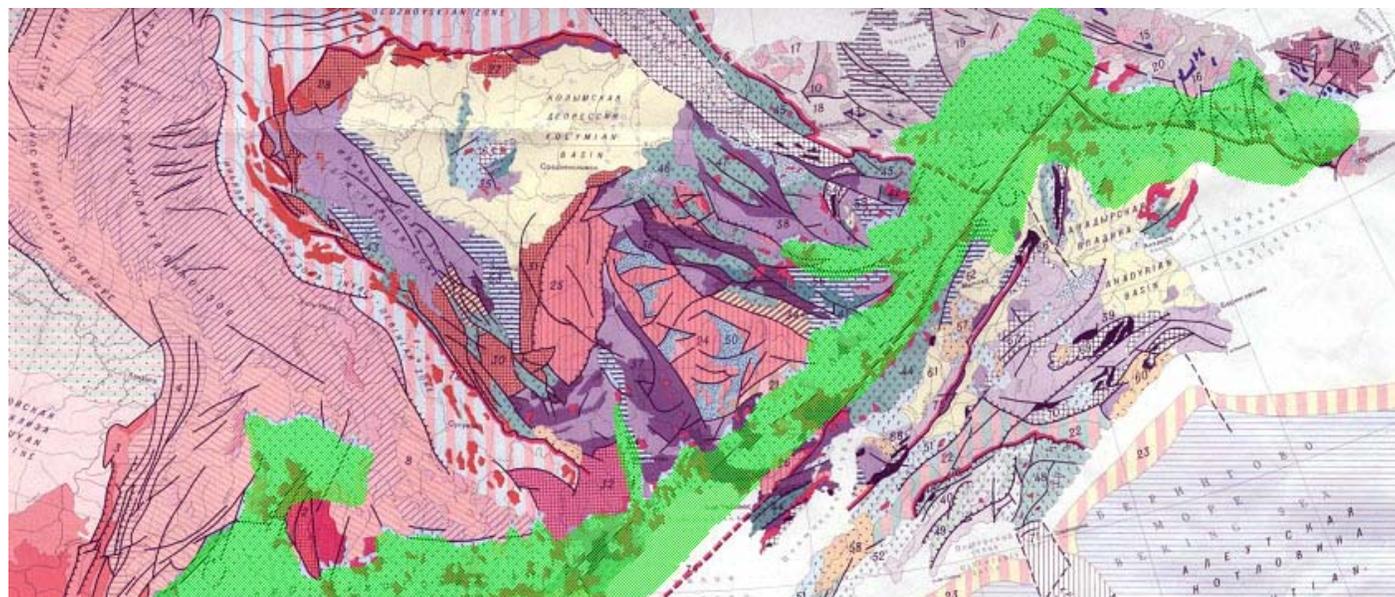


Корякское нагорье. Август 1986. Вид с г.Ирнгынай. фото Мазаровича А.О.

Западно-Корякская складчатая область

расположена к югу от ОЧВП

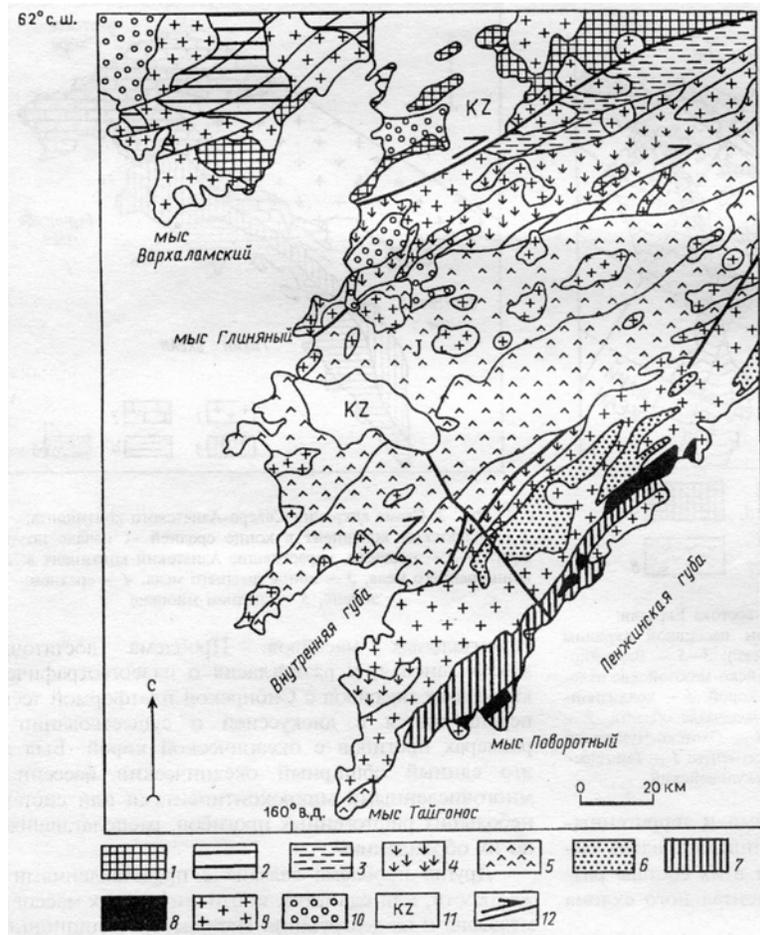
Положение Охотско-Чукотского пояса (зеленое)



Материал Тихомирова П.Л.

Район полуострова Тайгонос

Геологическая схема п-ова Тайгонос



1-2 Авековский террейн - 1 — докембрийские образования, 2 — метаморфизованный палеозойский чехол; 3 — метаморфизованные образования Пылгинской шовной зоны; 4—6 — Центрально-Тайгоносский террейн: 4 — вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя—раннего мезозоя, 5 — вулканогенно-терригенные образования верхней юры—нижнего мела осевой зоны местоположение - Удско-Мургальской дуги, 6 — туфо-терригенные отложения и комплексы фундамента преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 7—8 — Береговой террейн: 7 — триасово-нижнемеловые терригенные образования аккреционной структуры, 8 — офиолиты -; 9 — гранитоиды; 10 - верхнемеловые базальты ОЧВП; 11 - неоген-четвертичные отложения; 12 разломы (стрелками показано направление перемещений)

В северной части п-ова Тайгонос расположен Авековский кристаллический массив. Он рассматривается как часть Омолонского микроконтинента, обособившаяся в результате позднепалеозойского рифтогенеза.

- **метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя** (от гранатовых амфиболитов до зеленых сланцев), metabазальтов, метакремней и мраморизованных известняков. Они образовались в результате субдукционного метаморфизма океанической коры. Возраст амфиболитов был определен в интервале 130—140 млн лет (Аг-Аг метод).
- слабдеформированные осадочные породы верхнего палеозоя.

Южная граница Авековского массива со структурами Западно-Корякской складчатой системы проходит по Пылгинской зоне смятия, которая отделяет массив от расположенных южнее островодужных комплексов Тайгоноса.

Пылгинская зона смятия сложена

вулканогенными, туфо-терригенными и терригенно-кремнистыми породами, образующими систему круто наклоненных чешуй и интерпретируется как коллизионная структура, возникшая в позднем мезозое в обстановке сдвига со сжатием в результате закрытия задугового рифтогенного бассейна, образовавшегося в тылу позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской вулканической дуги.

Коллизия и закрытие бассейна предшествовали времени образования позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской дуги.

Центрально-Тайгоноская зона сложена вулканогенно-осадочными комплексами, которые образовались в структурах пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг.

В их составе выделяются три основных осадочно-вулканогенных трансгрессивно-регрессивных цикла:

- верхнепермско-среднетриасовый (около 4500—5000 м)
- норийско-батский (около 4600 м)
- средне-верхнеюрский (около 6500—7000 м)

Накапливались в мелководных морских и континентальных условиях.

Для южной части характерна базальтовая формация (мощность 2500 м), а для северной — липарит-андезитовая и игнимбритовая (общая мощность 5000 м). На последних этапах вулканизма излияния происходили из крупных стратовулканов.

Внутренняя структура Центрально-Тайгоносского террейна определяется многочисленными разломами восток-северо-восточного простирания и вся структура приобретает вид тектонических клиньев, в которых сохранились фрагменты разрезов верхнепалеозойских — мезозойских отложений.

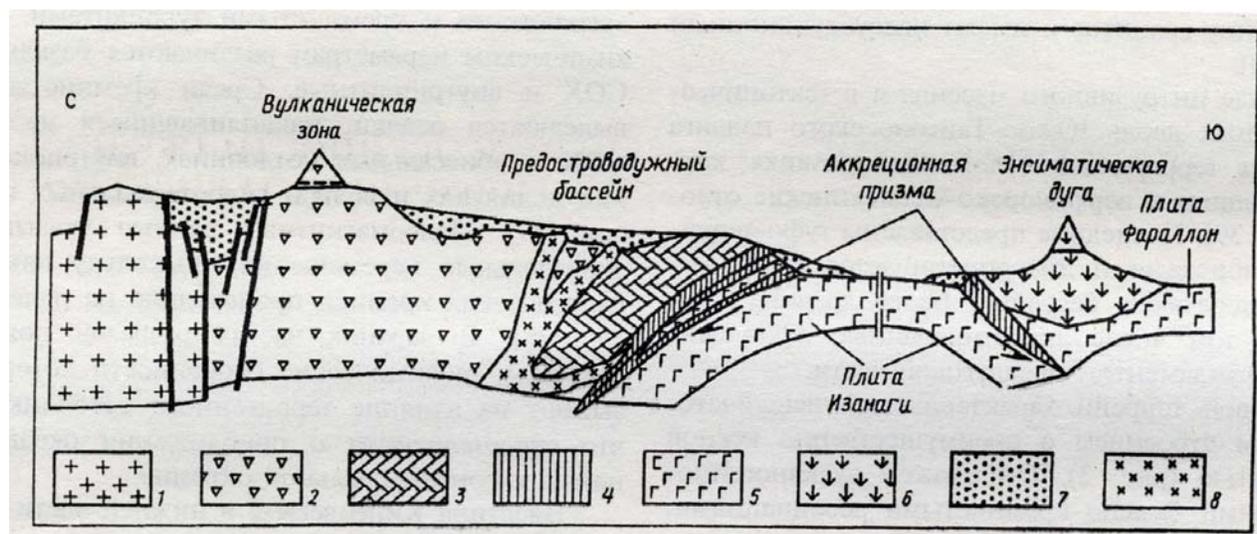
- На юге структуры Центрально-Тайгоносского террейна прорваны гранитоидами крупного полифазного Восточно-Тайгоносского плутона раннемелового возраста $103 \pm 0,5$ млн лет (Аг— Аг метод).
- В кровле интрузивного массива и в тектонических пластинах вдоль Южно-Тайгоносского надвига встречаются терригенные отложения ордовика,

карбона, офиолиты и верхнеюрско-валанжинские отложения (туфо-терригенные породы - фрагменты преддугового бассейна).

- Береговой террейн характеризуется чешуйчато-надвиговым строением с преимущественно южной вергентностью. Сложен вулканогенно-терригенными базальт-кремнистыми ассоциациями, турбидитами с горизонтами олистостромов и терригенного меланжа, серпентинитовыми меланжами с фрагментами офиолитов и метаморфитов.

Таким образом, в поперечном пересечении п-ова Тайгонос наблюдается практически полный латеральный ряд структур, характеризующих верхнеюрско-нижнемеловую конвергентную границу Азиатского континента и Пацифики: 1) Удско-Мургальская энсиалическая островная дуга (или окраина андийского типа) с собственно вулканической зоной и фрагментами задугового и преддугового бассейнов; 2) пояс гранитоидов, 3) аккреционная призма.

Геодинамический профиль Тайгоносского сегмента



1 — континентальная кора; 2—3 — аккрецированные террейны: 2 — Ганычаланский, 3 — Упупкинский; 4 — океаническая плита; 5—9 — комплексы Удско-Мургальской островодужной системы: 5 — вулканическая дуга, 6 — туфо-терригенные осадки; 7 — турбидиты склона и подножия; 8 — аккреционная призма; 9 — серпентинитовые диапиры

Пенжинский сегмент

На значительной части Пенжинского сегмента структуры Западно-Корякской складчатой системы перекрыты вулканическими образованиями ОЧВП, осадками его фронтального (Пенжинского) прогиба, а также более молодыми палеоген-неогеновыми отложениями.

В северной части встречаются небольшие разрозненные выходы верхнеюрско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных отложений. Формационный состав и дифференцированный характер известково-щелочной серии вулканитов позволяют рассматривать их как отложения осевой части Удско-Мургальской островной

дуги.

Южнее, вдоль левобережья р. Пенжины прослеживается центральная полоса верхнеюрско-нижнемеловых отложений.

В Понтонейских горах

туфо-терригенный состав и представлены туфопесчаниками, туфобрекчиями, алевролитами и туфами.

Выше несогласно на более древних, в том числе палеозойских образованиях с базальными конгломератами в основании, залегает мощная толща (1800 м) альбских песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Ганычаланский составной террейн включает несколько тектонических пластин, которые смяты в сложную антиформную складку, опрокинутую в юго-восточном направлении.

Нижнее структурное положение занимает Илпенийская пластина, сложенная вулканогенно-осадочными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях. По геохимическим параметрам и минералогическому составу среди метабазитов выделяются внутриплитные вулканиты и толеиты, близкие СОХ. Радиологический возраст 295—351 млн лет (К/Аг метод) (поздний карбон) и 327+5 млн лет (Rb/Sr метод) (ранний карбон). В кремнистых породах, содержащих перекристаллизованные и деформированные ядра радиолярий, были найдены конодонты палеозойского и пермского облика.

Вышележащие пластины составляют дезинтегрированный разрез раннепалеозойских офиолитов, которые перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями ордовика. Геохимический и минералогический составы габброидов и базальтов указывают на океанический генезис офиолитов.

Все зоны Пенжинского района несогласно перекрываются отложениями маметчинской свиты, базальные слои которой относятся к **верхнему альбу**. Это пологозалегающие, смятые в простые брахиформные складки конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. В отложениях встречается много растительного детрита, обуглившейся древесины, включений углистого вещества. В конгломератах содержится галька пород всех вышеперечисленных пород, а также гранитоидов и вулканитов, поступавших из ОЧВП.

Таким образом, в Пенжинско-Анадырском сегменте можно восстановить латеральный ряд структур Удско-Мургальской островодужной системы: вулканическую зону, фронтальную и предостроводужную части аккреционную призму и аккрецированные океанические комплексы.

Тектоническая интерпретация

В составе Западно-Корякской складчатой системы развиты два разновозрастных островодужных комплекса.

- **позднепалеозойско-раннемезозойский** (п-ов Тайгнос, где он получил название Кони-Тайгносской дуги). Здесь для пермско-среднеюрского времени реконструируются собственно вулканическая часть дуги и задуговой

Северо-Тайгоносский бассейн. В Пенжинском сегменте островодужные комплексы имеют каменноугольный возраст. В других районах встречаются туфо-терригенные отложения пермского и триасового возраста, а также толща туфобрекчий и лавобрекчий андезитового состава с радиолариями позднего палеозоя

- **позднеюрско-раннемеловой** (Удско-Мургальская дуга).

Верхнеюрско-нижнемеловые островодужные отложения известны также южнее п-ова Тайгонос. Они встречаются на п-овах Кони и Пьягина, в районе Охотского массива, в Удском и Ульяновском прогибах, к востоку от хр. Пекульней они известны в бассейне р. Канчалан, Ушканьих и Золотых горах.

Островодужные комплексы залегают на гетерогенном основании: Сибирский кратон, Верхоянский комплекс, Охотский микроконтинент и Кони-Тайгоноская позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга. Следовательно, позднеюрско-раннемеловая конвергентная граница располагалась косо по отношению к более древнему структурному плану. На всем этом пространстве островодужные комплексы располагались на краю континента и можно уверенно говорить об окраинно-континентальном поясе.

Охотское море

Генеральная Батиметрическая Карта Океанов (ГЕБКО). Охотское море
(ГЕБКО..., 1982)





Физико-географический очерк

Охотское море отделено от Тихого океана цепью Курильских островов и п-вом Камчатка. В сушу глубоко вдаются заливы: Шелихова, разделяющегося на Пенжинскую и Гижигинскую губу, Тауйская губа, Удская губа и Ульбанский залив, у о.Сахалин – заливы Сахалинский, Терпения и Анива. На северо-западе и севере моря имеется несколько небольших островов: о-ва Шантарские Спафарьева, о.Ионы, Завьялова и др. Площадь - 1603 тыс. кв. км.

Климатические условия Холодный период в Охотском море длится от 120-130 суток на юге и до 210-220 суток на севере. Зима, особенно в северной части моря, продолжительная и суровая, с частыми штормовыми ветрами и метелями. Лето прохладное, с большим количеством осадков и густыми туманами. В холодное время года господствуют ветры северной четверти со скоростью 5-10 м/с (в отдельные месяцы 10-15 м/с), а максимальные скорости ветра достигают значений 25-30 м/с в северо-восточной и западной частях моря, 30-35 м/с – в центральной и восточной и более 40 м/с – на юге. Ветровое волнение и зыбь, образованию которых способствуют частые и сильные ветры над акваторией, характеризуются большой высотой волн от 4-6 до 10-11 м, а при прохождении тайфунов до 16 м.

Приливы. Приливные явления в Охотском море вызывают значительные колебания уровня моря, скорости и направления течений. Величины максимально возможных колебаний уровня могут достигать нескольких сантиметров (северное и центральное побережье о. Сахалин) и колебаться в зависимости от конфигурации берега от 0,8 до 4,0 м, постепенно возрастая с юга на север. У входа в Пенжинский залив - 13,4 м (максимальное значение в России).

Ледовые условия. Льды в Охотском море образуются обычно в октябре-ноябре в северо-западной его части, постепенно распространяются к югу и наибольшего распространения достигают в феврале и марте. Толщина льда (без учета торошения) колеблется в среднем от 30 до 70 см, а максимальные величины (90-160 см) наблюдаются у северного Сахалина. В открытой части моря никогда не наблюдается сплошного неподвижного льда.

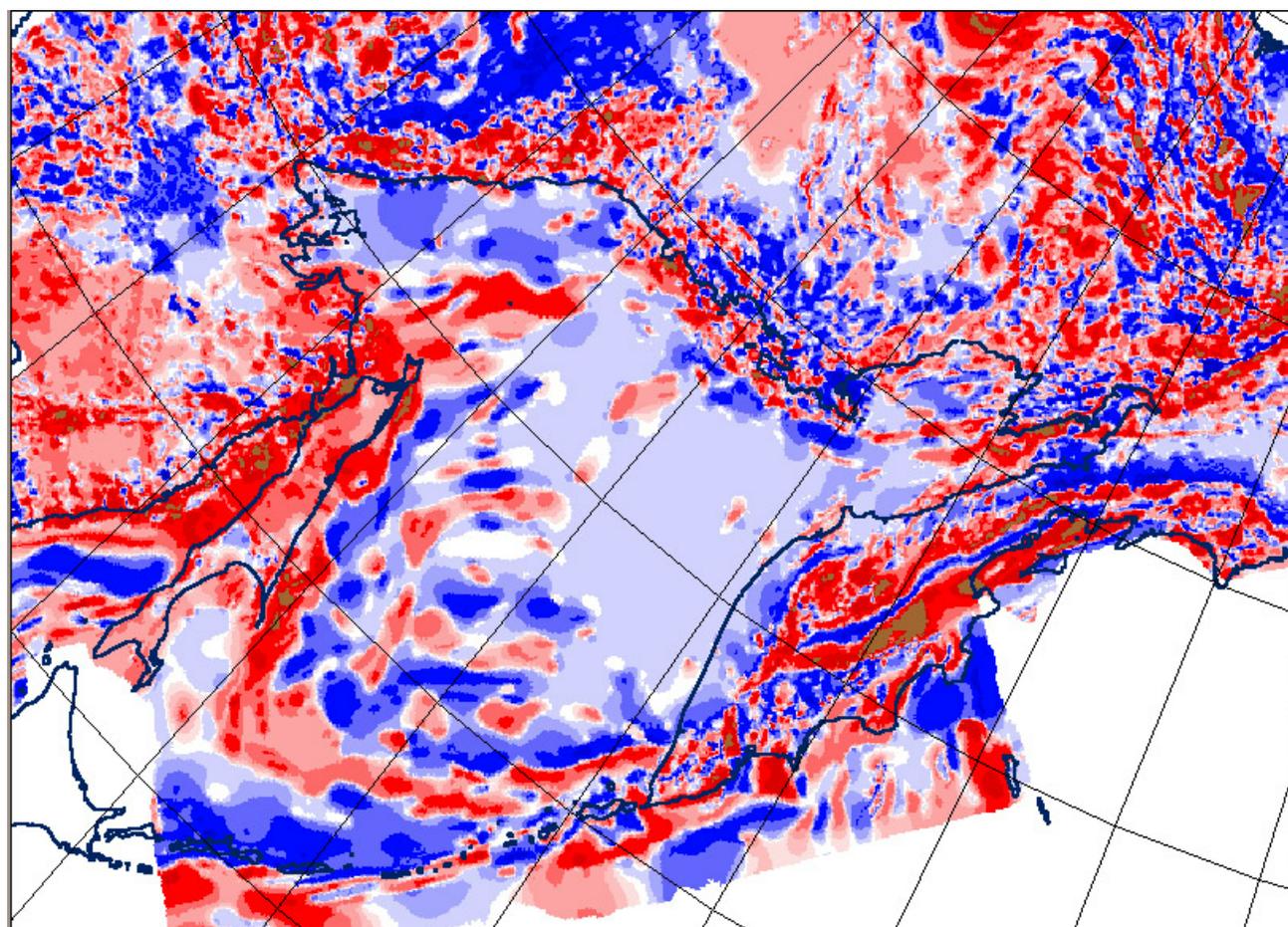
Рельеф дна. Шельф (0-200 м) имеет ширину от 180 до 250 км занимает около 20% площади моря, а сложно построенный материковый склон - около 65%. Последний включает участки погруженного шельфа и ряд возвышенностей (Института океанологии и Академии наук с минимальными глубинами 940 м и 894 м соответственно) и разделяющих впадин: желоб Макарова, котловина Дерюгина (максимальная глубина 1744 м) к востоку от Сахалина. В северо-восточной части моря находится котловина ТИНРО (993 м).

Глубоководная Южно-Курильская котловина (более 3300 м) занимает около 8% площади моря; дно ее представляет собой плоскую абиссальную равнину, с максимальной глубиной 3521 м.

Нефтегорское землетрясение 1995, М - 7,1
Углегорское - 2000, М - 7,0

Цунами. В сейсмически опасном районе Курильской гряды и Сахалина за 45 лет наблюдений Сахалинским центром цунами зарегистрировано 67 землетрясений с магнитудой более 7, произошедших в Курило-Камчатской зоне, Охотском и Японском морях, из которых 34 сопровождались цунами различной силы (например, колебания уровня 7.11.1958 оценивались визуально на о-вах Итуруп и Уруп в 7-8 м).

Карта аномального магнитного поля Охотского моря



Основные черты геологического строения

В наиболее общем виде, как было показано ранее, Охотоморский регион сложен гетерогенным фундаментом, на который наложены осадочные бассейны.

Земная кора (Родников и др., 2002) отличается сильно дифференцированной мощностью – от 10 до 40 км и сложным рельефом поверхности М, граничные скорости вдоль которой изменяются от 7.8 до 8.1 км/с.

На северо-западе Охотского моря, около побережья, выходят структуры **Сибирского кратона**, сложенные высокометаморфизованными архейско - нижнепротерозойскими породами, перекрытыми комплексами чехла с возрастом от протерозоя до мезозоя.

Северное обрамление Охотского моря представляет собой покровно-складчатую область позднемезозойского - кайнозойского возраста (Хаин, 2002) - установлены фрагменты палеовулканических дуг в возрастном интервале от карбона до неокома, с общей мощностью в несколько километров.

На востоке Охотского моря расположена **Корякско-Камчатская покровно-складчатая область**. В ее камчатской части выделяют две (Цуканов, 1991) - Западно-, Камчатскую и приокеаническую или три (Коваленко, 2003) зоны – Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатские. Иногда подразделения бывают и более дробными (Карта..., 1999). Существенным для понимания строения Охотского моря является то, что вдоль его восточной части, как в пределах суши, так и в пределах акватории расположен крупный осадочный бассейн.

На западе Охотского моря расположена **Хоккайдо-Сахалинская область**, (Пущаровский, Меланхолина, 1992) или микроплита Сахалин-Хоккайдо (Объяснительная..., 2000). В ней выделяется несколько зон субмеридионального простираения, которые протягиваются от пролива Невельского до юга о. Хоккайдо. Наиболее западная из них представлена терригенными комплексами верхнего мела (до 10000 м), которые залегают на кремнисто-терригенных толщах раннемелового возраста. Восточнее, с надвиговыми контактами, залегают зоны, в которых в разных соотношениях имеются офиолиты, метаморфические породы, фрагменты терригенных разрезов мелового возраста, триас-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые комплексы, олистостромы с глыбами палеозойских известняков.

В Циркум-Охотоморском регионе широко представлены **разновозрастные вулканогенные системы**. На западе и севере это структуры Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов. Активный вулканизм и интрузивная деятельность происходила в разных частях этих систем, начиная с конца раннего мела до эоцена включительно. В результате вулканическими средне-кислого, иногда основного составов, были сформированы постройки различных типов, а также дайки и массивы гранитоидов. В ряде мест (например – Южное Приморье, бассейн р. Пенжина и т.д.) зафиксирован наложенный магматизм кайнозойского возраста с которым связаны излияния щелочных базальтоидов.

На юге и востоке развиты островодужные системы Курильских островов и Камчатского полуострова, которые в современном виде оформились в конце миоцена-начале плиоцена. В их пределах происходят современные вулканические извержения и активные сейсмические события.

В акватории Охотского моря установлено два поднятия - Центрально- и Южно-Охотское. Первое имеет континентальную кору и слабодислоцированный маломощный (1000-2000 м) чехол верхнекайнозойских осадков. Второе состоит из двух частей – поднятия Академии Наук и Института Океанологии, которые разделены трогом Макарова. Мощность коры достигает 80 км.

На большей части Охотского моря развит мощный осадочный чехол, который выполняет ряд крупных впадин.

Впадина Дерюгина расположена в западной части Охотского моря. Она отделена (Родников и др., 2002) от Северного Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, сложенного офиолитовыми ассоциациями мелового возраста. Они отражены в аномальном магнитном поле со значениями 1200-1400 нТ. Впадина Дерюгина оконтурена изобатой 1500 м и простирается на 800 км, при ширине от 150 до 200 км. В ней отмечено несколько землетрясений, тепловой поток достигает 200 мВт/м², установлена гидротермальная активность, в результате которой были сформированы баритовые постройки. Выявлены метановые газогидраты (<http://www.geomar.de/projekte/komex/>). Впадина выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, мощностью до 12 км. Нижняя часть разреза (3-5 км) представлена олигоцен-нижнемиоценовым комплексом, который заполняет отдельные рифтовые грабены. Верхи разреза представлены миоцен-четвертичным комплексом диатомовых илов, переслаивающихся с пирокластическими горизонтами. Все отложения смяты в складки и разбиты разломами.

Магаданский шельф в геологическом отношении представляет (Коблов, Харахинов, 1997) систему пологих впадин, которые наследуют Северо-Охотскую палеоген-раннемиоценовую рифтогенную зону субширотного направления. Последняя выражена небольшими грабенами северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний, разделенными узкими горстами. Борта рифтогенных впадин ограничены с одной или двух сторон нормальными и листрическими сбросами и имеют ступенчатую форму. На побережье Охотского моря расположена Ямско-Тауйская система рифтоподобных впадин субширотного простирания. Они имеют протяженность до нескольких десятков километров и на всю мощность выполнены неогеновыми континентальными осадками (до 500–1000 м). В море, на их продолжении расположен Гижигинский осадочный бассейн.

Южнее п-ова Пьягина расположена впадина ТИПРО, с субокеанической корой, которая на северо-востоке соединяется с Шелиховским грабеном. Мощность осадков достигает 8-10 км.

Курильская островная дуга

Юг Охотского моря относится к районам с повышенной сейсмичностью, особенно в районе Курильской островной дуги. От нее глубина очагов землетрясений с магнитудами, превышающими 6 баллов, увеличивается до 700 км (примерно - центральная часть моря). Разрушительные землетрясения отмечены и на о. Сахалин.

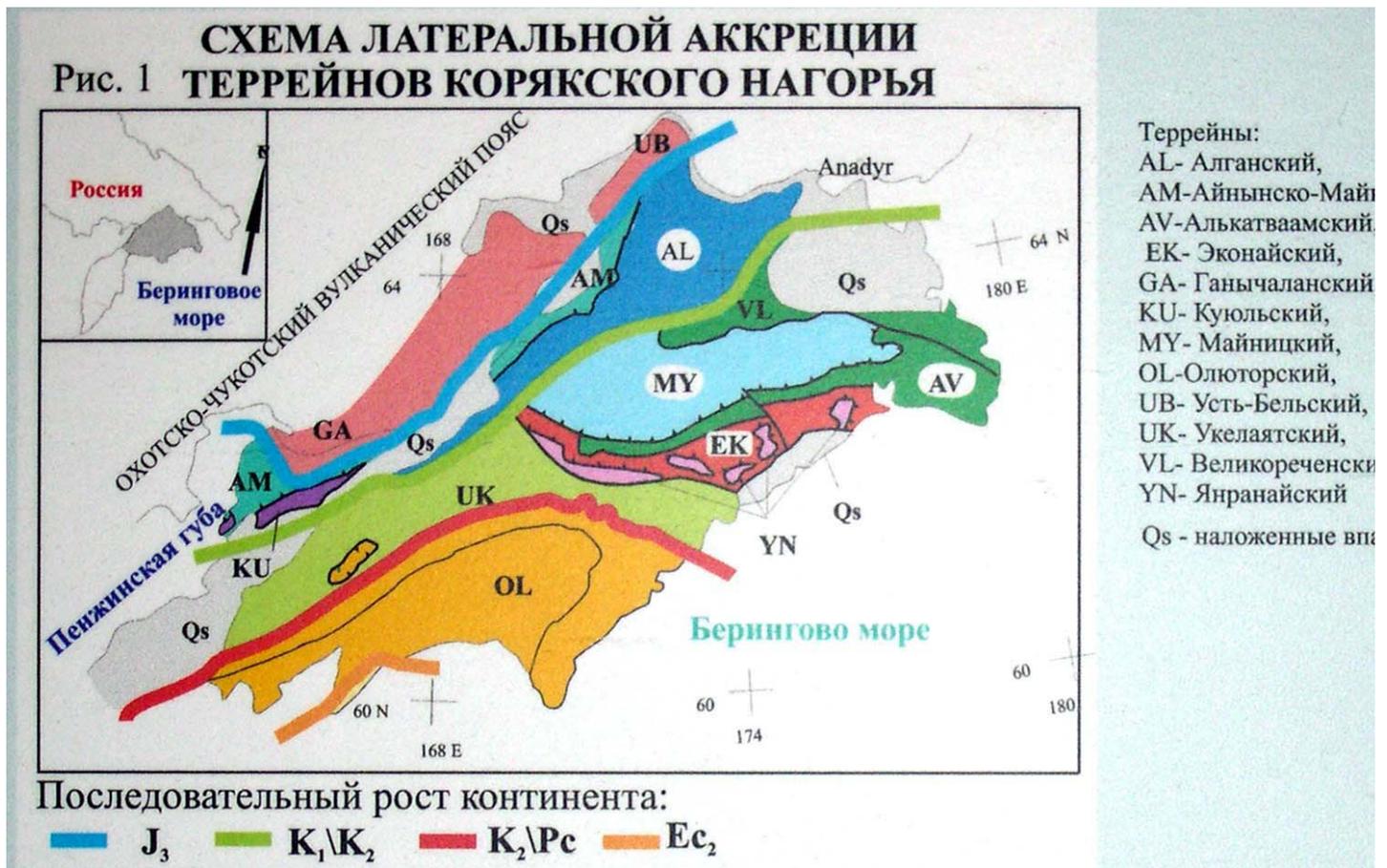
В сейсмически опасном районе Курильской гряды и Сахалина за 45 лет наблюдений Сахалинским центром цунами зарегистрировано 67 землетрясений с магнитудой более 7, произошедших в Курило-Камчатской зоне, Охотском и Японском морях, из которых 34 сопровождались цунами различной силы (например, колебания уровня воды 7.11.1958 по визуальным

оценкам на о-вах Итуруп и Уруп составляло 7 - 8 м).
На Курильских островах расположено около 50 голоценовых и действующих вулканов. Наиболее крупный вулкан Алаид (2339 м) расположен на о. Атласова (северная часть гряды). Последнее извержение на Курильской островной дуге зафиксировано в 1976 г. (вулкан Сарычева на о. Матуа).

Основные черты строения Корякского нагорья



Корякское нагорье. Долина р. Яканувеем. фото Мазаровича А.О.



Район расположен на стыке Берингова моря и Верхояно-Чукотской складчатой области и образует систему тектонических покровов.

Впервые предположение о широком распространении покровно-надвиговых структур в Корякин было высказано П. Н. Кропоткиным, К. А. Шахварстовой [1965] и Н. А. Богдановым [1970]. Однако обоснование покровных перекрытий дано позднее, в пределах Эконайской зоны [Александров и др., 1975]. Смещение шарьрируемых масс шло с севера; покровная структура окончательно сформировалась на рубеже кампан — маастрихт.

В пределах Корякского хребта с юга на север выделяются следующие тектонические зоны [Александров и др., 1975]:

- Эконайская,
- Алькатваамская
- Майницкая

Эконайская зона

Главной отличительной чертой зоны является развитие здесь средне-верхнепалеозойских отложений. В фаціальном отношении они достаточно

разнообразны, слагают сложную систему покровных пластин, вследствие чего первоначальные их соотношения до сих пор не вполне ясны.

Палеозойские отложения

В первом приближении выделяются три типа палеозойских отложений.

- Наиболее широко в Эконайской зоне распространена кремнистая толща, представленная темными слоистыми фтанитоидами, глинисто-кремнистыми сланцами, реже яшмами. В виде отдельных пластов присутствуют спилиты, горизонты туффитов, известковистых алевролитов и линзы известняков. Вся толща интенсивно катаклазирована. Исключительно широко развиты процессы будинажа. Кремни содержат остатки палеозойских радиолярий. В известняках собраны остатки фораминифер, брахиопод, кораллов и криноидей, указывающих на каменноугольный (начиная с нижнего отдела) и пермский возраст вмещающих отложений.



Корякское нпгорье, район оз. Ленивое. Светлое - пластина палеозойских известняков в мезозойских породах. фото Мазаровича А.О.

- Достаточно широко в пределах рассматриваемого региона распространена и вулканогенно-кремнистая толща палеозоя. По набору пород она в целом

сходна с кремнистой. Однако здесь гораздо шире представлены спилиты, слагающие иногда до 70% разреза. Возраст рассматриваемого комплекса отложений также каменноугольно-пермский.

- Третий тип представлен сложной по составу серией (до 500—700 м) кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, кислых и средних туфов, известковистых туфопесчаников и туфобрекчий, полимиктовых гравелитов, мелкогалечных конгломератов, содержащих отдельные пласты спилитов и кремней. В песчаниках содержатся многочисленные остатки фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод пермского возраста

Юрско-меловые отложения

образуют пестрый в фациальном отношении комплекс

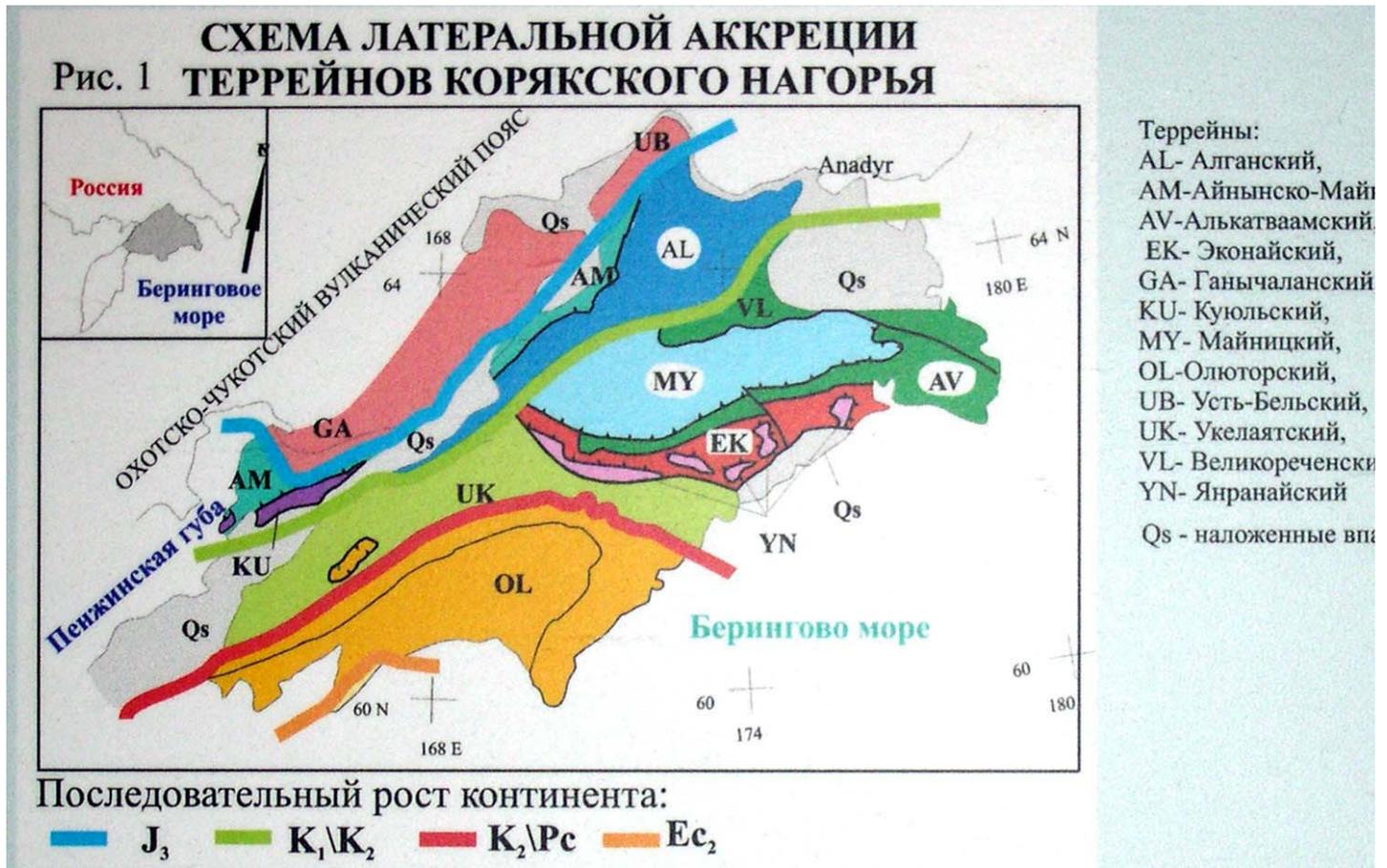
- **Верхняя юра** - алевропелиты и мергели (50 м), битуминозные глинистые известняки (10—15 м) с остатками ааленских аммонитов и пелеципод, алевропелиты, песчаники и конгломераты с остатками пелеципод.
- **Волжский ярус** - алевропелиты начинают разрез - в основном это массивные, реже слоистые породы (до 1000—1200 м), содержащие прослойки вулканических песчаников. Местами существенную роль играют разнообразные туфогенные породы. В верхней части свиты, соответствующей валанжинскому уровню, появляются прослойки и линзы пелециподовых ракушнякав. Характерно присутствие олистостромовых горизонтов, состоящих из глыб габбро, плагиогранитов, палеозойских кремней и известняков.
- **Готеривские слои** (до 150—170 м) связаны постепенным переходом с валанжинскими и представлены туффитами, вулканическими песчаниками, алевропелитами, органогенно-детритовыми песчанистыми известняками.
- **Баррем-аптские отложения** - песчаники и аргиллиты с инцерамами.
- **Сенон**. Два комплекса отложений. Один, туфотерригенный, структурно тесно связан с породами верхней юры — нижнего мела, другой, яшмово-терригенный, — с базальтами. Характерной особенностью отложений сенона первого типа является присутствие олистостромовых горизонтов, суммарная мощность которых иногда достигает многих сотен метров.



Корякское нагорье, долина р. Яканувеем. Олистостром. фото Мазаровича А.О.

- Размер глыб обычно колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, хотя местами (левобережье р. Накыпыйляк) достигает 800—1000 м. Состав их довольно разнообразен. Это — плагиограниты, плагиолипариты, габбродиабазы, спилиты, кремни, палеозойские и нижнемеловые известняки, реже габбро и ультрабазиты. Сенонские отложения (до 1000—1500 м) янранайского типа представлены в основном песчаниками и алевролитами, содержащими отдельные прослой и более мощные пачки яшм и базальтов. Последние распространены на площади неравномерно.
- **Маастрихтские отложения** залегают резко несогласно с базальными конгломератами на всех более древних отложениях - представлены мощной толщей граувакк, алевропелитов, андезитов-базальтов.

Алькатваамская зона



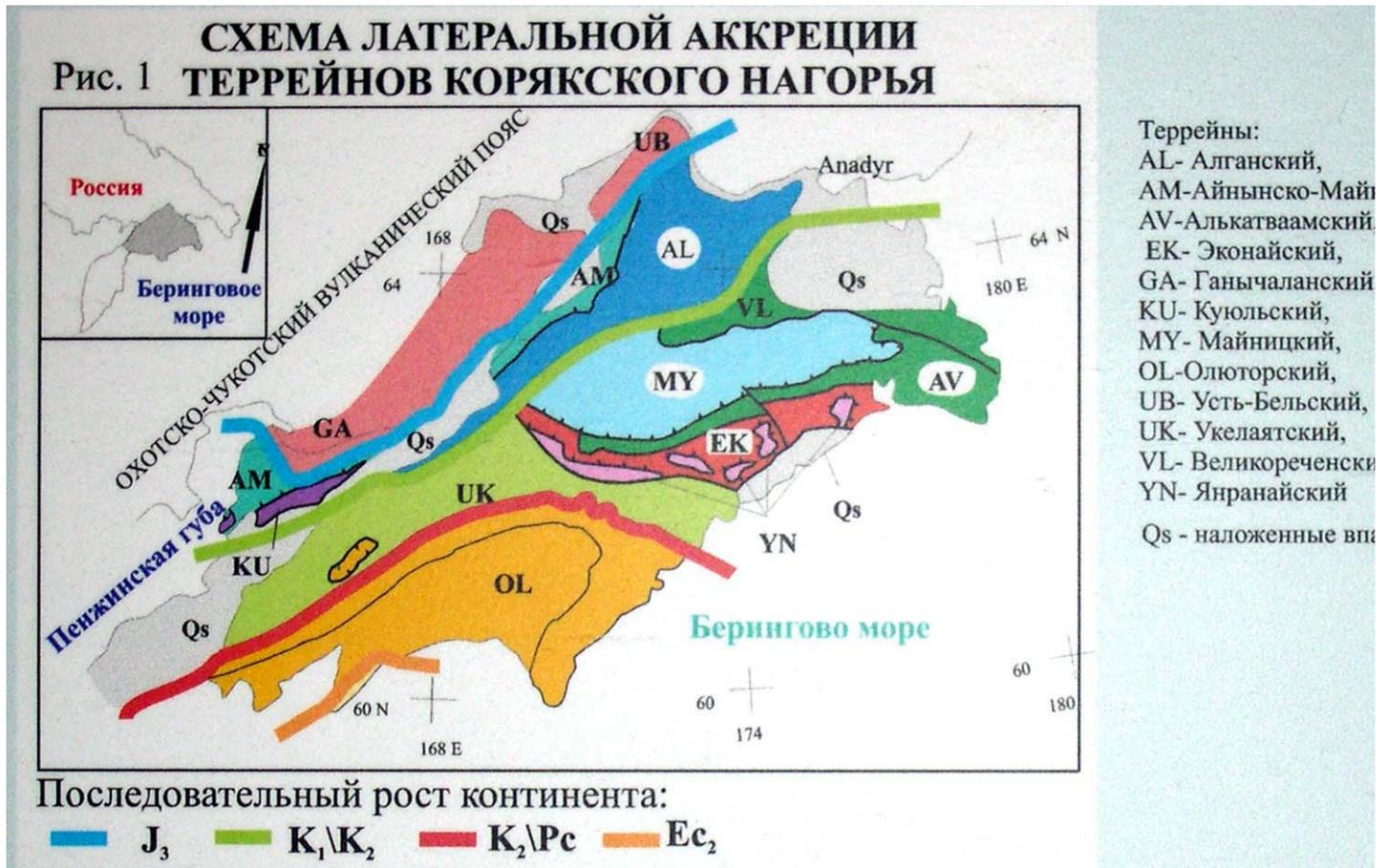
Эта зона отличается наиболее полным, прекрасно охарактеризованным палеонтологически разрезом юрско-меловых отложений со стратиграфическим диапазоном: верхняя юра — маастрихт.

Снизу вверх здесь обнажаются:

- **поздняя юра-валанжин** - слоистые алевропелиты, тонкозернистые песчаники с прослоями грубозернистых туфопесчаников и кислых пепловых туфов (250—1000 м)
- **альб** — ритмично чередующаяся песчано-глинистая толща, характерно присутствие туфов кислого и среднего состава, а также линз гравелитов и конгломератов (до 500 м).
- **сеноманский и туронский ярусы** - флишоидная песчано-глинистая толща (300—400 м).
- **коньяк-кампан** — алевропелиты, песчаники, иногда имеющие ритмичное строение (до 1500 м), встречаются горизонты светлых пепловых туфов, грубозернистых туфопесчаников, линзы конгломератов. В верхней части разреза появляются пачки с обугленными растительными остатками.
- **маастрихт** - фациально пестрая толща конгломератов, полимиктовых песчаников, алевропелитов, андезитов и андезито-базальтов.

Не исключено, что в верхней ее части присутствуют отложения дат-палеогенового возраста (до 800-1000 м).

Майницкая зона



Зона характеризуется исключительно широким развитием граувакк, с которыми ассоциируют покровы базальтов, яшмы, туфы основного и среднего состава, туффиты. Отмеченные типы пород не образуют выдержанных горизонтов, характеризуюсь сложными фаціальными переходами.

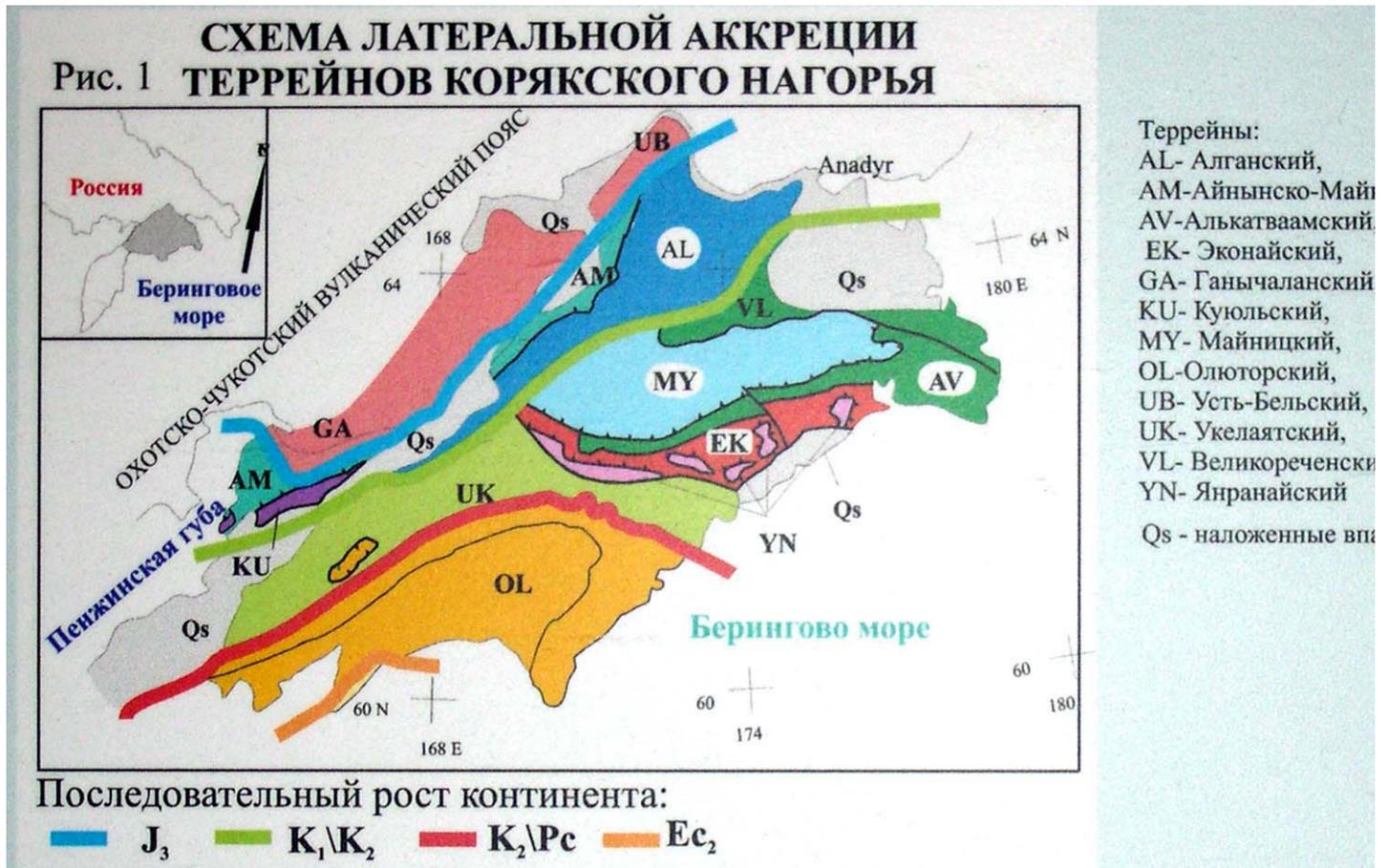
- Нижняя часть разреза охарактеризована верхнеюрскими радиоляриями
- средняя — пелециподами волжского, берриасового и валанжинского возраста
- верхняя — криноидеями, мшанками и белемнитами готерива и баррема (?)

Мощность серии, по данным А. А. Александрова, достигает 5000 м.

Геологическое строение юга Корякского нагорья (Олюторская зона)

На юге Корякии выделяются Укеляятские флишевые толщи, фронтальная зона, зона Олюторского хребта, зона Олюторского п-ва, зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенская зона, зона аккреционной призмы и Апукский грабен [Чехович, 1993; Чехович, Богданов, 1999] (рис.20). На образования перечисленных зон наложены почти недеформированные субаэральные плиоцен-раннечетвертичные вулканиты Апукско-Вывенского пояса.

Укеляятские флишевые толщи



Укеляятские флишевые толщи сложены переслаивающимися субаркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми, глинисто-песчанистыми породами, часто с турбидитными структурами. Иногда среди таких пород присутствуют осадочные брекчии и конгломераты с гальками кремней и яшм. Возраст пород автохтона оценен по комплексам радиолярий и планктонных фораминифер [Госгеолкарта, 1:50000, 1995] как кампан-маастрихтский, возможно, палеоценовый

Фронтальная зона

Фронтальная зона ограничивает с севера весь Олюторский блок. Ее структура определяется прежде всего региональным Ватынско-Вывенским надвигом протяженностью более 500 км. Именно по этому надвигу Олюторский блок тектонически перекрывает автохтонные Укеляятские флишевые толщи. Поверхность надвига полого падает на юг и юго-восток, а в некоторых местах образования Фронтальной зоны залегают на флише субгоризонтально [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980; Богданов и др., 1982а]. Амплитуда горизонтально-го перекрытия Укеляятского флиша Фронтальной зоной по разным данным оценивается в 8-10 км [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980] и 40-45 км [Геология и полезные..., 1965].

В строении Фронтальной зоны участвуют залегающие субвертикально пластины и чешуи, сложенные поздне меловыми породами, сформированными в условиях окраинного моря и островной дуги. Толщи окраинноморского типа наиболее приближены к фронту Ватынского покрова. Пакет тектонических чешуи, сложенных породами окраинноморского и островодужного типов, надвинут по пологой плоскости сместителя Ватынского покрова на терригенные Укеляятские толщи.

Как показывает возраст гранитоидов, "сшивающих" тектонические чешуи во фронте Ватынского покрова, первая фаза тектонического совмещения комплексов пород окраинноморского и островодужного типа, вероятно, произошла в среднем эоцене.

В структуре Фронтальной зоны участвуют несколько комплексов пород

Наиболее приближены к фронту Ватынско-Вывенского тектонического покрова аллохтонные меловые толщи, сформированные в условиях окраинного моря или в океанических условиях комплекс базальтов океанического типа [Чехович, 1993]). Далее к югу развиты островодужные позднемеловые кремнисто-вулканогенные толщи (кремнисто-вулканогенный комплекс [Чехович, 1993]) и дунит-клинопироксенит-габбровые тела (дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс). Толщи залегают в покровно-складчатой структуре. Тектонические покровы и чешуи залегают субвертикально, иногда с северной или южной vergentностью

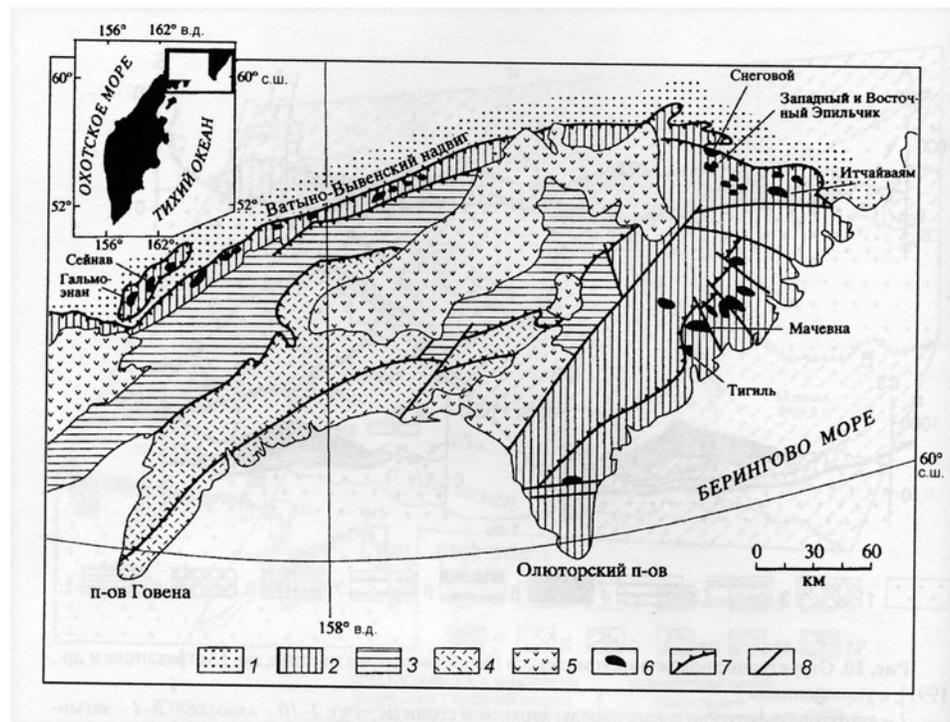
Океанические толщи сложены пачками красных и бурых яшм, часто со слоями иноцерамов, зеленых, бурых и серых кремней и туфосилицитов, оливин-плагноклаз-клинопироксеновых, реже миндалекаменных базальтов. Мощность океанических толщ - от 500 до 2000 м. Для океанических пород имеются сеноман-раннеконьякские [Федорчук, 1991], коньяк-среднекампанские, позднеурон-раннекампанские, сантон-кампанские и кампан-маастрихтские [Геология юга..., 1987; Шикова, 1997] определения возраста по радиоляриям.

Островодужные толщи представлены пачками тонко переслаивающихся кремнистых аргиллитов, вулканомиктовых алевролитов, песчаников, литокластических туфов, вулканических брекчий, массивных лавовых потоков плагноафировых и пироксен-плагноафировых базальтов (толеитовые, известково-щелочные и субщелочные серии). Мощность толщ достигает 1 км. Их возраст оценен по радиоляриевым датировкам - сантон-кампан, кампан-маастрихт [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1991; Шикова, 1997].

Породы дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса обнажаются на востоке зоны (Эпильчикский и другие массивы) и на западе (Сейнавский, Гальмынанский и более мелкие массивы). Эти массивы представляют собой бескорневые аллохтонные массы или пластины [Алексеев, 1979; Алек-сандров и др., 1980; Очерки тектоники..., 1982], обычно занимающие наиболее высокое структурное положение в системе покровов Фронтальной зоны. Массивы сложены дунитами, клинопироксенитами и габброидами, находящимися в различных сочетаниях друг с другом. В центральных частях Олюторского хребта существуют массивы с горячими контактами, иногда обладающие кольцевым строением и напоминающие расслоенные интрузии. В этих массивах преобладают габброиды и лишь центральные части сложены клинопироксенитами и дунитами [Геология западной..., 1990].

Подобные массивы интерпретируются как промежуточные магматические камеры в островодужных системах [Геология юга..., 1987]. Имеются датировки пород массивов - $69,3 \pm 15,9$; $57,2 \pm 9,2$ млн. лет, 64 млн. лет (K/Ar)

Местоположение массивов ультрамафит-мафитового комплекса
(Леднева и др., 2000)



1 - флишевые толщи Укэлятского прогиба (верхний мел - палеоген); 2 - кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы фронтальной зоны и Олюторского хребта (альб-маастрихт); 3 — терригенные толщи Ильпинско-Пахачинской зоны (палеоген-неоген); 4 — вулканогенно-терригенные толщи Говено-Карагинской зоны (палеоген); 5 - вулканогенный комплекс Апукско-Вывенского пояса (неоген-плейстоцен); 6 - массивы ультрамафит-мафитового комплекса; 7 - надвиги; 8 - прочие разломы

Наложенные впадины на примере Анадырского бассейна (на основании данных Агапитова, 2004)



Анадырская впадина, июнь 1986. фото Мазаровича А.О.

Анадырский бассейн входит в дугообразную систему тектонически изолированных друг от друга прогибов, протягивающихся прерывистой цепью на шельфе Берингова моря на расстояние 1700-1800 км от Чукотки до юго-западного побережья Аляски.

- **Юра - нижний мел** - сложно-складчатые структуры - основание бассейна
- **Палеоцен-эоцен** образует промежуточный комплекс - вулканогенно - осадочные породы
- **Рубеж раннего и среднего эоцена** - активные деформации
- **Неоген- четвертичные отложения** - морское, прибрежно-морское и частично континентальное происхождение (песчаники и глины). Современные структурные формы бассейна были созданы в результате неотектонических движений в

Специфика разреза на шельфе - существенно континентальный генезис эоцен-нижнемиоценовых отложений, содержащих мощные пласты угля и некоторые другие

В составе бассейна выделяются несколько крупных положительных и отрицательных тектонических элементов.

Зарождение Анадырского и Наваринского бассейнов, как и других бассейнов Берингоморского региона связывается с конвергенцией Евразийской континентальной плиты и океанической плиты.

- **В кампане-раннем эоцене** вдоль внешнего края Охотско-Чукотского

вулканического пояса образовались протяженная зона прогибания (компенсационные грабенообразные погружения), прогибы которой заполнялись преимущественно континентальными, частично вулканогенно-осадочными отложениями - промежуточный этаж.

- **В палеоцене - раннем эоцене** край континента маркируется Анадырско-Бристольским вулканогенным поясом. Вулканиды пояса вскрыты скважинами во всех районах впадины. Судя по химизму базальтоидов, формирование окраинно-континентального пояса сопровождалось рифтогенезом, способствовавшим заложению целого ряда грабенов.
- **На рубеже раннего и среднего эоцена** область Анадырского бассейна и прилегающих районов подверглась активным деформациям.
- Позже вдоль сдвиговых деформаций заложилась зона прогибания, в которых происходило эоцен-неогеновое осадконакопление. По существу, именно эти процессы обусловили развитие осадочного чехла современных Анадырского и Наваринского бассейнов.
- **В олигоцене** постепенно нарастают тенденции регрессии в связи с общим воздыманием. Процессы горообразования, оживившиеся в начале неогена, вызвали частичное изменение структурного плана, что отразилось в разрезе наличием регионального, но не всегда чётко выраженного несогласия.
- **Во второй половине раннего миоцена** отмечается частичная структурная перестройка морфологии и контура бассейнов, связанная с очередным импульсом тектонической активизации. Происходит активизация поднятий, наземные участки интенсивно разрушаются.
- **В среднем и позднем миоцене** площадь накопления мелководно-морских песчано-глинистых отложений заняла всю территорию современных Анадырского и Наваринского бассейнов. Дифференциация бассейнов на контрастные прогибы и поднятия значительно ослабла. Нарушение спокойного режима и оживление тектоники связано уже с концом миоценового времени и началом плиоцена. Процесс осадконакопления был прерван мощной фазой орогенеза и сжатия, сформировавшей структурный план, близкий к современному. В этот период произошла активизация движений по ряду крупных разломов основания бассейна, возникли новые локализованные разрывы, в неогеновых отложениях образовались новые складки разных форм и размеров.
- **На рубеже миоцена и плиоцена** в Анадырской впадине возобновляются шарьяжно-надвиговые движения со стороны покровно-складчатых структур Корякского горно-складчатого сооружения. Деформации на юге впадины затронули весь кайнозойский чехол, особенно миоценовые толщи, перекрыли в виде аллохтонных пластин нижележащие толщи.

Открытие месторождений нефти и газа и нефтегазопроявления в скважинах свидетельствуют о том, что залежи нефти и газа могут существовать на всех уровнях кайнозойского разреза бассейна

Строение Камчатского полуострова

Лекция 19 (28 ноября 2006 г.)



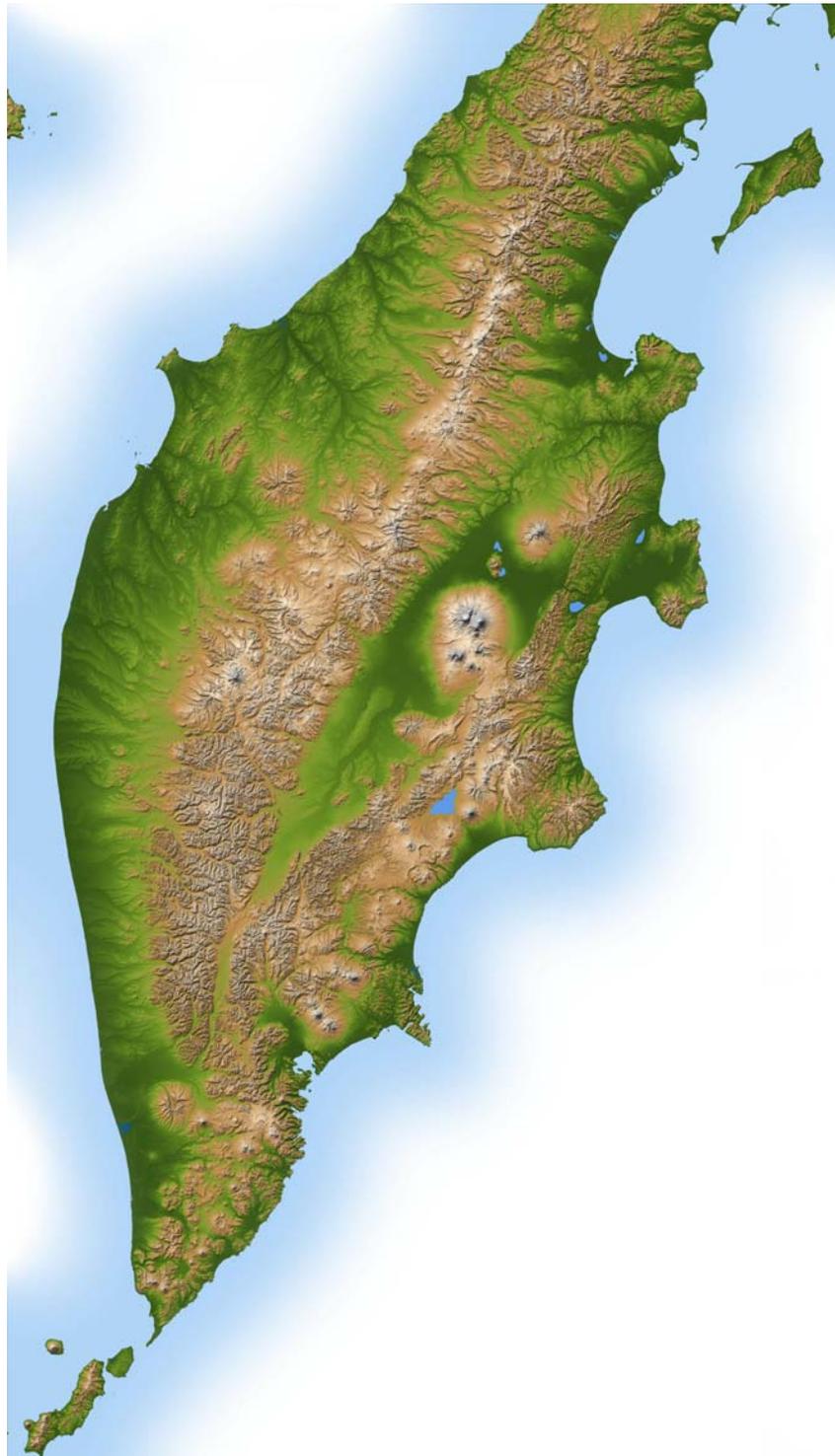
Кроноцкий вулкан на Камчатке. Фото Цуканова Н.В.

Космоснимок северо-востока Охотского моря



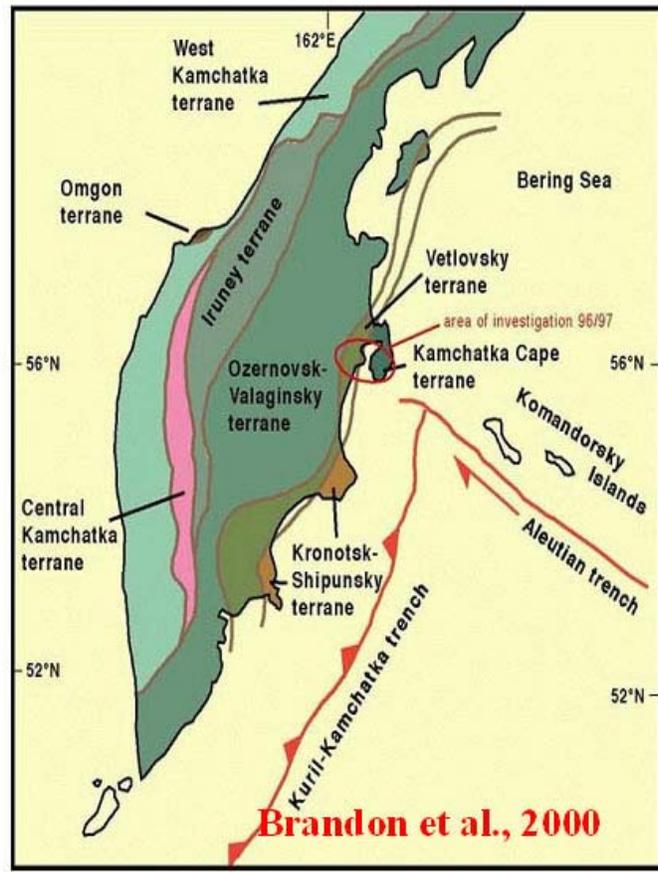
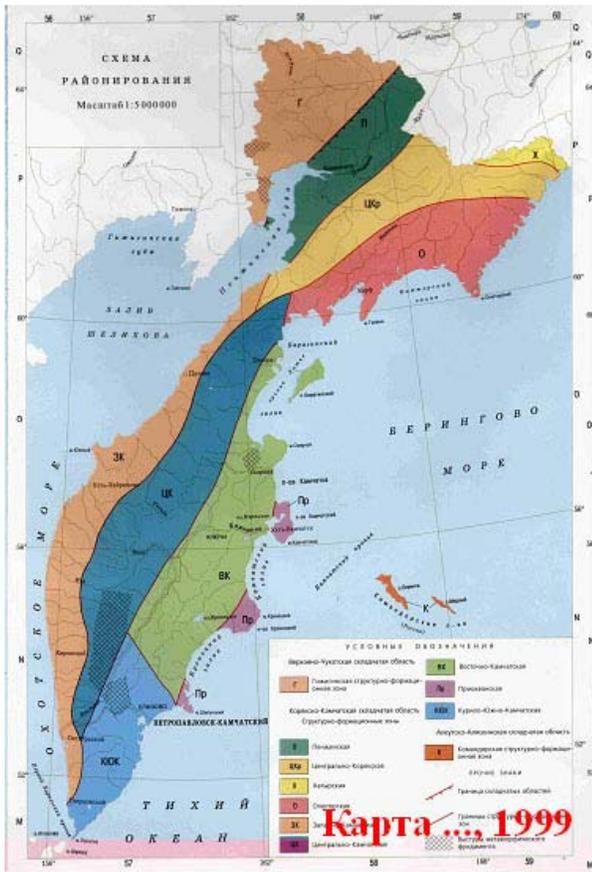
<http://www.fegi.ru/PRIMORYE/GEOGR/atlas.htm>

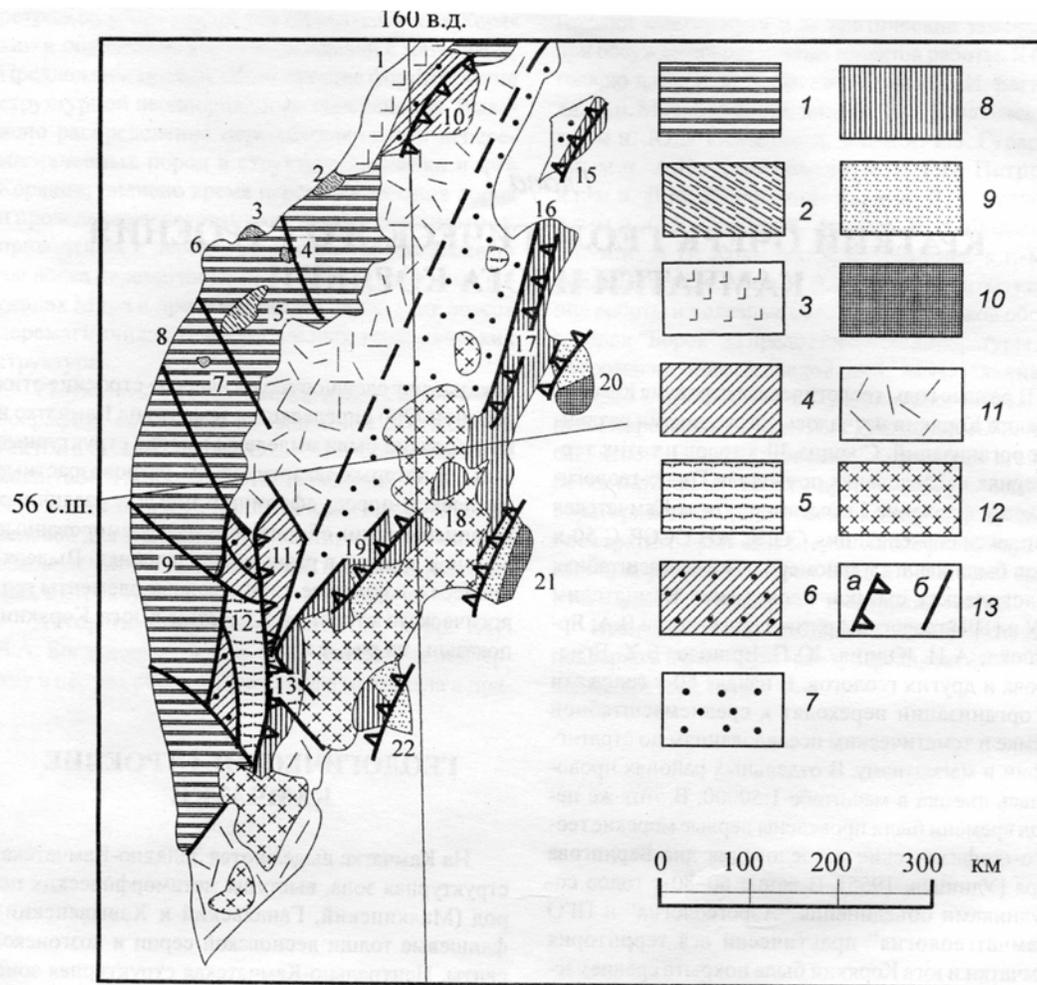
Рельеф полуострова Камчатка



http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=10826

Схемы тектонического строения Камчатки





Коваленко, 2003

1,2 — Западно-Камчатская зона: - кайнозойские осадочные толщи, 2 — выступы вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей (33-К); 3 - Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс (кинкильские и божедомовские вулканиты, P2); 4 - Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островных дуг и окраинных морей (K2-P,); 5 - выступы метаморфических пород (PZ-MZ); б-лесновские и хозгонские флишевые толщи (K-P,); 7 - Центрально-Камчатский прогиб (осадочные толщи (P—N); 8 - Восточно-Камчатская зона (офиолиты (K2), вулканогенно-осадочные толщи островных дуг (K^p) и флишеидные толщи (ветловский комплекс) (P); 9 - Тюшевский прогиб (кайнозойские осадочные толщи); 10 - зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи островных дуг (K2-P) и блоки сложного строения (K-M); 11 - Центрально-Камчатский вулканический пояс (P3-<3); 12 - Восточно-Камчатский вулканический пояс (P); 13 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - субвертикальные. Цифры на схеме: 1 - Пенжинский район, 2 - Паланский район, 3 - п-ов Омгон, 4 - бассейн р. Рассошина, 5 - система хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн, 6 - п-ов Утхолок, 7 - бассейн р. Тихая, 8 - мыс Хайрюзова, 9 - Колпаковский район, 10 - Камчатский перешеек, 11 - юг Срединного хребта, 12-14 - Малкинский, Ганальский и Хавыивенский выступы метаморфических пород, 15 - о. Карагинский, 16 - п-ов Озерной, 17 - хр. Кумроч, 18 - хр. Тумрок, 19 - хр. Валагинский, 20 - п-ов Камчатский мыс, 21 - п-ов Кроноцкий, 22 - п-ов Шипунский

Западная Камчатка

Запад Камчатки сложен (Бондаренко, Соколов, 1990, Гладенков и др., 1997, Карта..., 1999, Коваленко, 2003) кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Фундаментом для них являются мезозойские образования. Целенаправленные исследования кайнозойских толщ, которые обнажаются на большей части территории Западной Камчатки проводилось в нескольких районах. В Пенжинском, Паланском и

Тигильском районах стратиграфические работы проводились Ю.Б. Гладенковым, В.Н. Синельниковой, А.Е. Шанцером, А.В. Журавлевым и другими [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997; Антипов и др., 1997].

Фундамент Западнокамчатского прогиба

Видимое основание осадочного прогиба Западной Камчатки сложено мезозойскими образованиями, площади выходов которых оцениваются первыми сотнями квадратных метров.

- **Средняя юра (байос - бат)** обнаружена на хребте Омгон. Это яшмы и вулканогенные породы.
- **Верхняя юра (оксфорд - титон)** (базальты, кремнистые аргиллиты, яшмы, реже - известняки) представлены на Омгонском хребте и Паланском районе.
- **Нижний мел (берриас-валанжин)** вулканогенно-кремнистые породы обнажены на мысе Промежуточный Омгонского хребта и в бухте Квачина. В более северных районах (Паланский район) известна альб-сеноманская омгонская серия, сложенная переслаиванием алевролитов и аргиллитами с линзами и конкрециями терригенно-карбонатного состава.
- **Верхний мел (коньяк-маастрихт)** разделены на ирунейскую и устьпаланскую свиты. Первая представлена кремнистыми сланцами, яшмами и туфами с общей мощностью до 550 м. Вторая – туфоконгломератами и конгломератами, гальки в которых сложены нижележащими породами.

На п-ове Омгон мезозойские образования слагают покровную структуру.

- В автохтоне которой обнажены флишеидные толщи берриас-валанжинского, апт-альбского и маастрихтского возраста, часть из которых насыщена силлами основного и среднего составов. Их внедрение произошло в маастрихт-ипрское время, после формирования напряженной складчатости терригенных толщ.
- Аллохтонный комплекс представлен вулканогенно-яшмовой толщей, сложенной средне-позднеюрскими потоками подушечных базальтов, лавобрекчиями, яшмами, аргиллитами и туфами основного состава.
- Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры формировались в маастрихт-датское время при наличии левосдвиговой составляющей.
- На границе палеоцена и эоцена все породы начали сминаться в простые складки. Этот процесс был завершен к среднему эоцену, однако незначительные деформации продолжались и в миоцене.

Мел

Флишеподобные серые песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, темно-серые и черные алевролиты и аргиллиты. Встречаются маломощные прослои гравелитов и конгломератов. В гальках конгломератов обнаружены кремни, базальты, яшмы, а также метаморфизованные породы, отсутствующие в коренных обнажениях изученного района. Породы интенсивно дислоцированы - смяты в изоклинальные складки, разбиты на многочисленные блоки, разделенные разломами и мощными зонами дробления. В толщах обнаружены комплексы спор и пыльцы, имеющие апт-альбский и маастрихтский возраст, и радиолярии берриас-валанжинского возраста

[Вишневская и др., 1998]. Результаты трекового датирования по цирконам показывают 102-80 млн. лет [Соловьев и др., 2001].



Фото А.О.Мазаровича

Силлы габбро, диабазов и андезитов, прорывающие терригенные толщи на севере хребта, имеют мощность от первых метров до десятков метров.

Кайнозойский осадочный чехол Западной Камчатки

Палеоцен - сложен переслаивающимися в разных пропорциях песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с углями и многочисленными горизонтами конгломератов и гравелитов. Конгломераты и гравелиты залегают с размывом, в их обломках присутствуют вулканические породы, кварциты, яшмы, песчаники, кремни. Некоторые толщи прорываются силлами и дайками базальтов, калий-аргоновый возраст которых $48,5 \pm 1,5$ млн.лет.



Фото А.О.Мазаровича

Эоцен - морскими толщи - чередующиеся слоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций (снатольская свита).





Фото А.О.Мазаровича

песчаники, конкреции и реже алевролиты и аргиллиты (ковачинская и аманинская свиты)

Олигоцен - флишоиды



Панорама долины р. Гакх. Фото А.О.Мазаровича

Вулканыты утхолокского комплекса распространены на Утхолокском полуострове. Они являются субаэральными, местами субаквальными и представлены дифференцированной известково-щелочной серией пород: двупироксеновыми базальтами, амфиболовыми андезитами, липаритами типичных для активной континентальной окраины. Характерно большое количество грубой пирокластики - агломератовых туфов и псефитовых разностей среднего состава. Возраст пород вулканогенного комп-лекса определялся К-Аг методом, были получены следующие датировки - 60 ± 4 ; 61 ± 5 ; 56 ± 4 ; 63 ± 4 ; 64 ± 4 млн. лет [Нижний палеоген..., 1997].

Глинисто-кремнистые и кремнистые алевролиты (воямпольская серия)



Прослой туфов - желтое. Фото А.О.Мазаровича



Конкреция. Фото А.О.Мазаровича

Характер дислокаций эоцена



Коробчатая складка. Майнач. Фото А.О.Мазаровича



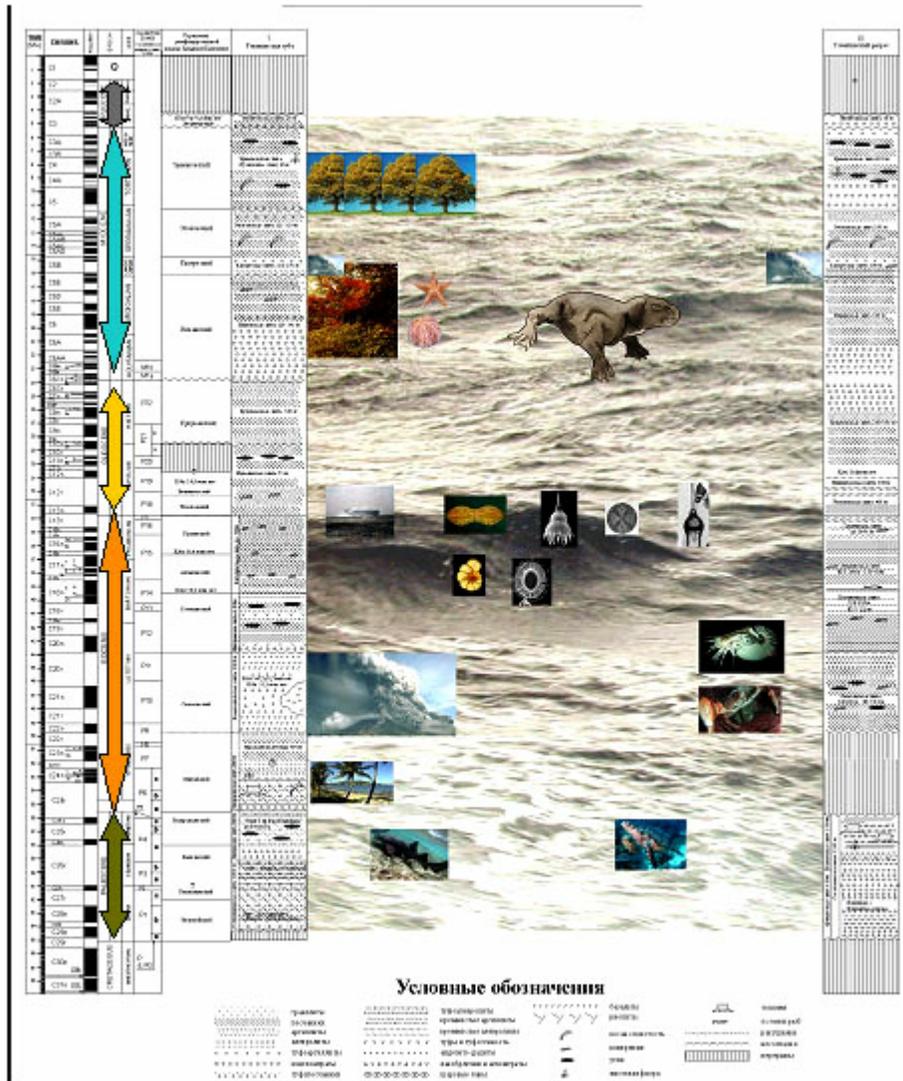
Лежачая складка южнее устья р. Гагх. фото - А.О.Мазаровича

Главные выводы о строении Западно-Камчатской зоны

- В структуре Западно-Камчатской зоны присутствуют мезозойские аллохтонные комплексы пород и неавтохтонные кайнозойские толщи,

перекрывающие мезозойские комплексы.

- Мезозойские толщи, залегающие в покровно-складчатой структуре Западной Камчатки, формировались в разных геодинамических обстановках - на шельфе и склоне окраины материка, в условиях островной дуги.
- Покровно-складчатая структура Западно-Камчатской зоны, вероятно, была сформирована в маастрихте-дании.
- Формирование покровно-складчатой структуры происходило с левосторонней сдвиговой компонентой.
- На границе палеоцена и эоцена произошел новый этап деформаций.



**Активный подъем прибрежной зоны Камчатки
(речные террасы р.Гакх)**



Фото А.О.Мазаровича

Центрально-Камчатская зона

В геологической структуре Центрально-Камчатской зоны участвуют тектонически совмещенные комплексы позднемеловых пород, сформированные в окраинноморском бассейне и в условиях островной дуги.

Тектонические пластины и чешуи, сложенные позднемеловыми кремнистыми и кремнисто-вулканогенными породами, сформированными в окраинноморском бассейне, занимают нижнее структурное положение. На них с востока надвинуты верхнемеловые кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа.

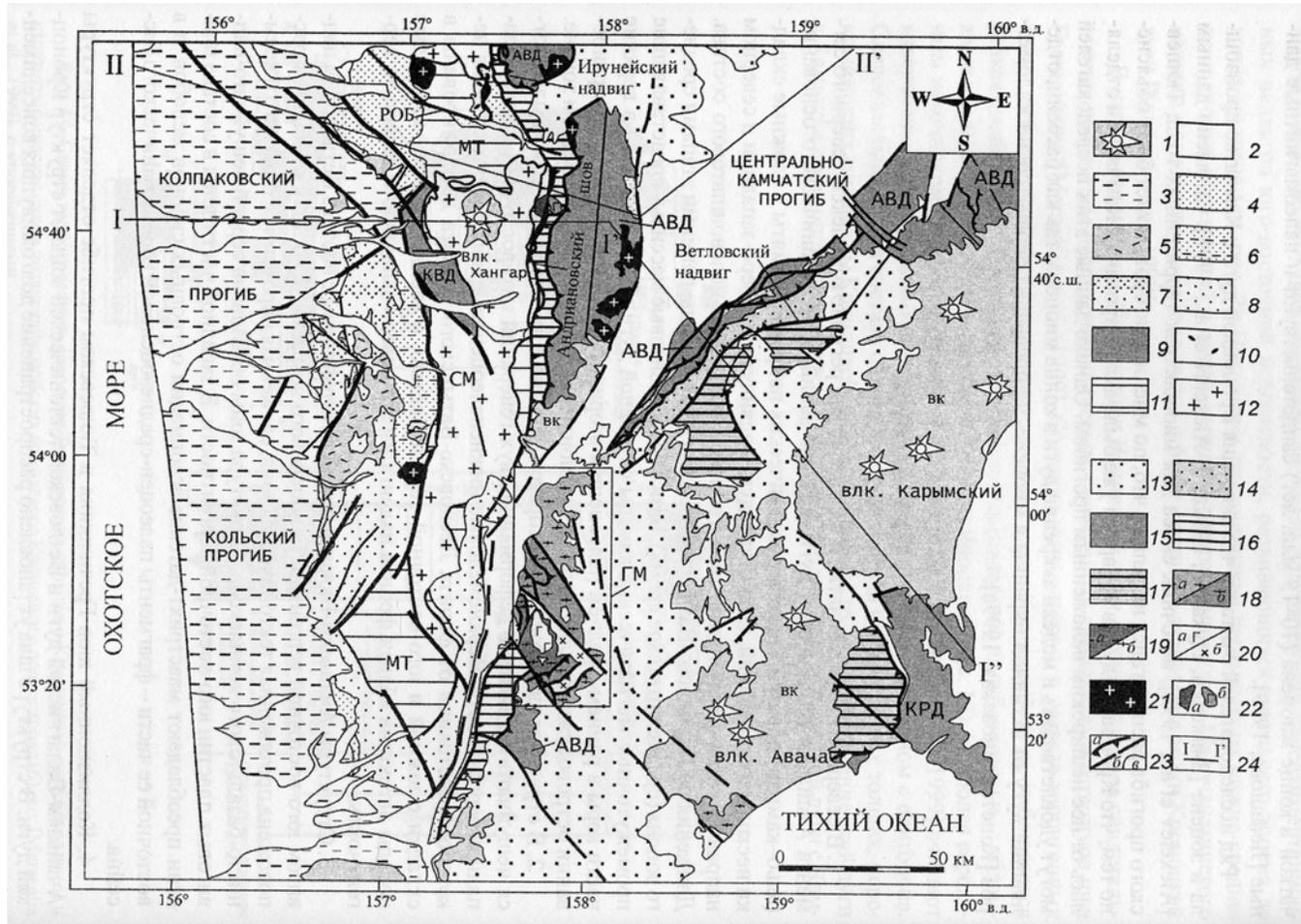
- **Ирунейский комплекс** (кампан-маастрихт) выделяются глинисто-яшмовая (мощность не известна), глинисто-кремнисто-туфогенная (мощность 300 м) и туфогенная (мощность 300-400 м) толщи с тектоническими контактами между ними.
- **Кирганикская свита** (сенонский - дат ?) разделена на две части [Зинкевич и др., 1994].
- Нижняя часть кирганикской свиты (мощность 300-400 м) сложена ритмично чередующимися разнозернистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. Нередко здесь фиксируются пачки туфобрекчий.
- Верхняя часть кирганикской свиты (мощность 300-400 м), согласно надстраивающая нижнюю, представлена грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и лавами базальтов и андезитов. По химическому составу эффузивы кирганикской свиты, относятся к щелочным и субщелочным разностям [Ротман, 1961, 1963; Флеров, Колосков, 1976] шошонитовой серии островных дуг [Федоров, 1990].

Возраст пород кирганикской свиты по ископаемой флоре был определен как сенонский или сенонско-датский [Ротман, 1961], по бентосным фораминиферам - маастрихтский [Поздеев, Петрина, 1984], по радиоляриям - маастрихт-датский (?) [Зинкевич и др., 1994].

Срединный метаморфический массив

Срединный метаморфический массив имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км при ширине 30-40 км.

Схема тектонического строения южной Камчатки, по: [Konstantinovskaia, 2000]



1 - плиоцен-голоценовые вулканические породы; 2 - миоцен-голоценовые толщи Центрально-Камчатского прогиба и голоценовые аллювиальные отложения Западной Камчатки; 3-5 - комплексы осадочного чехла прогибов Западной Камчатки: 3 - неоген-четвертичные, 4 — палеогеновые терригенные; 5 - палеоцен-эоценовые вулканы черепановской свиты; 6-12 - комплексы фундамента Западной Камчатки: 6-8 - терригенные и флишоидные толщи верхнемеловых хозгонской (6) и пумшумской (7) свит и нижне-верхнемеловой (досантонской) кихчикской (8) серии; 9 - средне-верхнеюрские-неокомовые образования Квахонской дуги (КВД); 10 - породы барабской свиты; 11 - метаморфические образования Малкинского террейна (МТ); 12 - метаморфические породы нижнего структурного яруса **Срединного массива** (СМ) (колпаковская и шихтинская свиты); 13-22 - комплексы **Центральной и Восточной Камчатки**: 13 - среднеэоцен-миоценовые осадочные и вулканокластические толщи Тюшевского прогиба и южной Камчатки, 14 - позднепалеоцен-раннеэоценовые флишоидные толщи тальниковской свиты, 15 — кампан-датские образования Ачайваям-Валагинской дуги (АВД) и палеогеновые образования Кроноцкой дуги (КРД), 16,17 - комплексы окраинного моря: 16 - кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 17 — палеоцен-раннеэоценовые породы ветловского комплекса, 18-20 - **образования Ганальского метаморфического массива**: 18 - фации: а - филлитов, б - хлорит-биотитовых сланцев, 19 — фации: а - гранатовых амфиболитов, б - гранулитов, 20: а - габброидный интрузивный массив г. Юрчик, б - синкиннема-тические интрузии габбро и плагиогранитов; 21 - граниты миоценового возраста; 22 - позднепалеоцен-раннеэоценовые интрузии вдоль Андриановского шва: а -

субщелочных гипербазитов, б - габбро; 23 - границы: а - надвиги, б - прочие разломы, в - согласные стратиграфические контакты; 24 - линия профиля. РОБ - разлом р. Обдуковина; вк - Восточно-Камчатский и цк - Центрально-Камчатский вулканические пояса. Рамка показывает положение Ганальского метаморфического блока. Профили по линии 1-Г-1" см. рис. 21, по линии П-П' - рис. 22. Горизонтальная штриховка на карте развернута вертикально на профиле

- Массив имеет неоднородную покровно-складчатую структуру [Рихтер, 1995].
- В осевой части массива вскрываются породы наиболее нижнего структурного элемента (относительного автохтона).
- Представлены метаморфическими породами гранулитовой фации колпаковской серии [Ханчук, 1985]: мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом.
- Протолитом пород колпаковской серии были граувакки, полимиктовые песчаники и глинистые породы [Рихтер, 1995]. В разрезе серии присутствуют маломощные и немногочисленные прослои биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов, которые образовались по океаническим базальтам и андезито-базальтам [Рихтер, 1995].
- Наиболее молодые цирконы с возрастом 47-53 млн. лет (**ранний эоцен - начало среднего эоцена**) были обнаружены в гнейсах колпаковской серии как в северном пункте опробования, так и в южном, и отличаются от всех прочих групп цирконов отсутствием зональности и неправильной формой [Bindeman et al., 2002].
- Породы колпаковской серии **интродуцированы гнейсовидными гранитами крутогоровского комплекса, относящимися к гранитам известково-щелочной серии.**
- Вдоль восточного обрамления ядра Срединного метаморфического массива и на его периклинальных замыканиях вскрыты метаморфические породы амфиболитовой фации (малкинской серия), надвинутые в западном направлении на гранулитовое основание массива [Рихтер, 1995]. Протолитом амфиболитов малкинской серии являются вулканогенные породы островодужного происхождения, прогрессивно метаморфизованные в процессе покровообразования [Рихтер, 1993].
- На метаморфических породах малкинской серии с несогласием и размывом залегают неметаморфизованные конгломераты и терригенные толщи **барабской свиты кампанского возраста** [Шапиро и др., 1986].

Оценка возраста метаморфических пород Срединного массива до последнего времени представлялась весьма сложной в связи с большим разбросом результатов определения радиологического возраста.

Большинство определений возраста метаморфических пород Срединного массива К-Аг методом группируется вокруг **100 (нижний мел) млн. лет и 50-60 (палеоцен) млн. лет** [Чехович, 2000].

Большая часть более древних обломочных ядер цирконов (самые молодые обломочные цирконы 120-96 млн. лет) имеет оторочки с возрастом 77 млн. лет (U-Pb датирование), что позволяет сделать заключение о проявлении регионального метаморфизма в это время [Bindeman et al., 2002].

Приведенные выше данные о возрасте пород Срединного метаморфического массива

позволяют заключить, что кора континентального типа, вскрытая в настоящее время в осевой части массива, существовала до раннего кайнозоя. Терригенные породы, служившие протолитом пород колпаковской серии, претерпели неоднократный метаморфизм, по крайней мере, в неокоме (127-140 млн. лет) и в кампане (77 млн. лет). Формирование в этих же породах цирконов с возрастом 47-53 млн. лет (U-Pb метод), и ретроградный метаморфизм в породах малкинской свиты датированный 48-50 млн. лет (Rb-Sr метод) являются признаками проявления метаморфического события в структуре Срединного массива в раннем эоцене.

Главные выводы о строении Центрально-Камчатской зоны

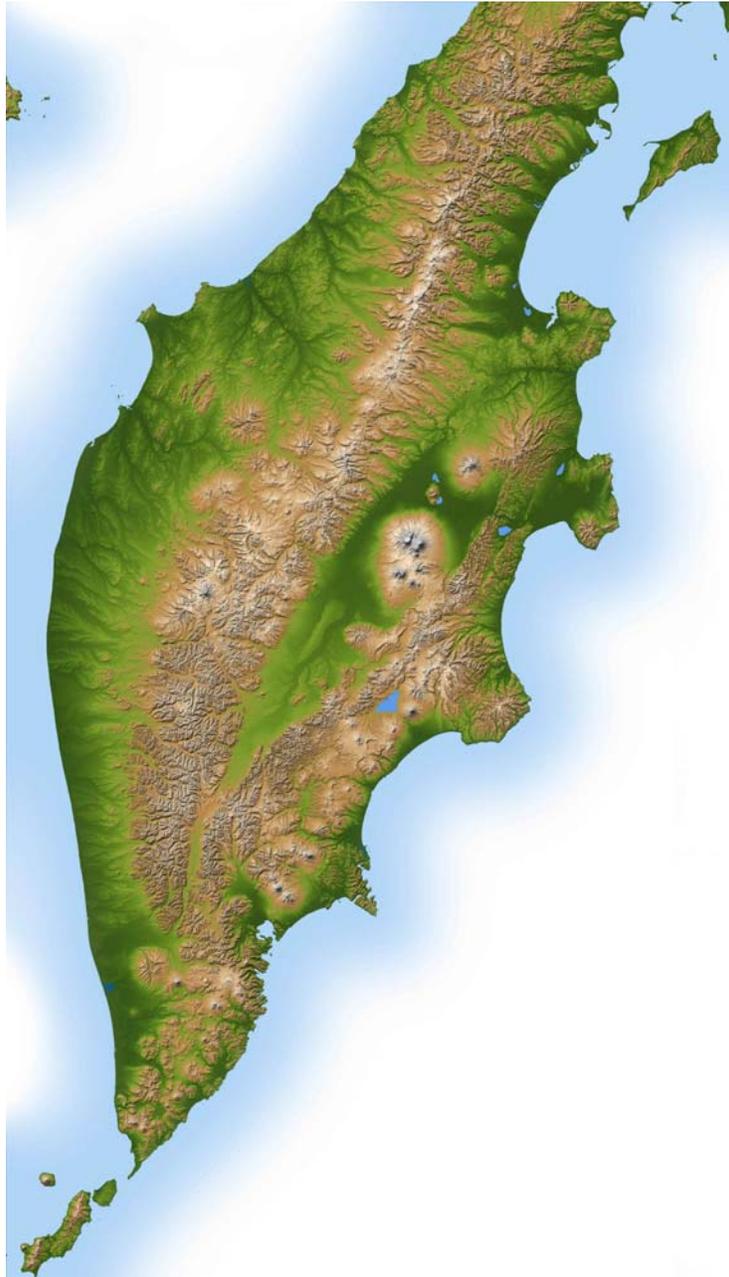
- 1. В геологической структуре Центрально-Камчатской зоны участвуют **тектонически совмещенные комплексы позднемеловых пород, сформированные в окраинноморском бассейне и в условиях островной дуги.**
- 2. Пакеты тектонически совмещенных пластин и чешуи пород окраинноморского и островодужного типа **надвинуты в западном** направлении на автохтонные флишевые толщи хозгонской свиты и лесновской серии и на метаморфические комплексы Срединного выступа.
- 3. **Время формирования покровно-складчатой структуры Центрально-Камчатской зоны**
 - **на юге** оценивается весьма приблизительно - после маастрихта.
 - **на севере** на Камчатском перешейке основной этап:
 - **средний эоцен**, так как позднемеловые аллохтонные пластины в этом районе надвинуты на среднеэоценовый флиш лесновской серии (42-44 млн. лет), а вся покровно-складчатая структура перекрыта среднеэоценовыми лавами кинкильской свиты (46 млн. лет).

То есть, по этим данным тектоническое совмещение геологических комплексов Камчатского перешейка началось и закончилось практически мгновенно. В восточной части перешейка фиксируется еще один этап деформаций - после среднего эоцена, так как в структуре этой части перешейка участвуют среднеэоценовые породы.

Центрально-Камчатский (миоцен-плиоцен) и Восточно-Камчатский вулканические пояса (плиоцен-современное время).

По геохимическим характеристикам и структурному положению вулканические пояса Камчатки рассматриваются как типично окраинно-континентальные. В лавах обоих поясов обнаружены многочисленные ксенолиты высокометаморфизованных пород (вплоть до гранулитов), а также ксенолиты кислых пород [Колосков, 1999], свидетельствующие о континентальном основании этих поясов.

Центрально-Камчатский грабен



- представляет собой крупную межгорную депрессию между Срединным и Восточным хребтами, которая прослеживается в северо-восточном направлении через всю Камчатку.
- на северо-востоке она переходит в так называемую депрессию пролива Литке и далее продолжается до южной части Корякского нагорья. Вся структура в целом, в ряде работ выделяется под названием "Камчатско-Литкинская депрессия".
- общая протяженность достигает 900 км, ширина в среднем течении р. Камчатки составляет около 100 км, постепенно уменьшаясь в южном направлении до 10-15 км.
- **Ограничение** Центрально-Камчатского грабена проходит по системе крутопадающих сбросов, местами сбросо-сдвигов, с которыми связаны дифференцированные блоковые подвижки
- Центрально-Камчатский грабен **выполнен** мощной толщей кайнозойских отложений, обычно перекрытых плащом рыхлых четвертичных образования; широким развитием пользуются нижнечетвертичные лавовые покровы,

являющиеся фундаментом современных вулканических сооружений центрального типа (вулканы Ключевской группы, Кизимен и др.)

- Меловой **фундамент** находится на глубине порядка 4,5 - 5 км.
- **Время заложения** Центрально-Камчатского грабена - начало среднего или раннего миоцена. В настоящий момент тектоническая активность еще продолжается.
- **В центральной части структуры расположена группа вулканов** - Толбачик (3682 м) и Шивелуч (3283 м) и среди них крупнейший вулкан России - Ключевская сопка (4500 м)

Извержение вулкана Ключевская Сопка, март 2005 г.



http://www.kamchatka-travel.ru/img/erupt/p9_b.jpg

Результат воздействия палящей тучи вулкана Шивелуч



Фото Новикова Г.

Остатки дерева на месте леса. До вулкана примерно 40 км

- Изучение глубинной структуры грабена показывает, что **фундамент кайнозойских отложений находится на различной глубине**, причем наиболее глубоко он погружен в центральной части района, между вулканом Шивелуч на севере и с. Долиновка на юге, где выделяются Козыревская и Хапиченская впадины, разделенные Центральным поднятием. В первой из них меловой фундамент находится на глубине 5 км, во второй - на глубине 4,5 км.
- **Характерной чертой Центрально-Камчатского грабена является его асимметрия.** Вблизи юго-восточного борта этой структуры отмечаются наиболее контрастные блоковые подвижки; на границе с поднятиями меловых пород установлены протяженные и мощные разломные зоны. В то же время северо-западное ограничение рассматриваемого грабена плохо выражено.

Тюшевский прогиб

- **Тюшевский прогиб простирается в северо-восточном направлении от Шипунского полуострова на юге до восточной части хр. Кумроч на севере**
- **Это - узкая линейно вытянутая структура между выходами меловых пород,**

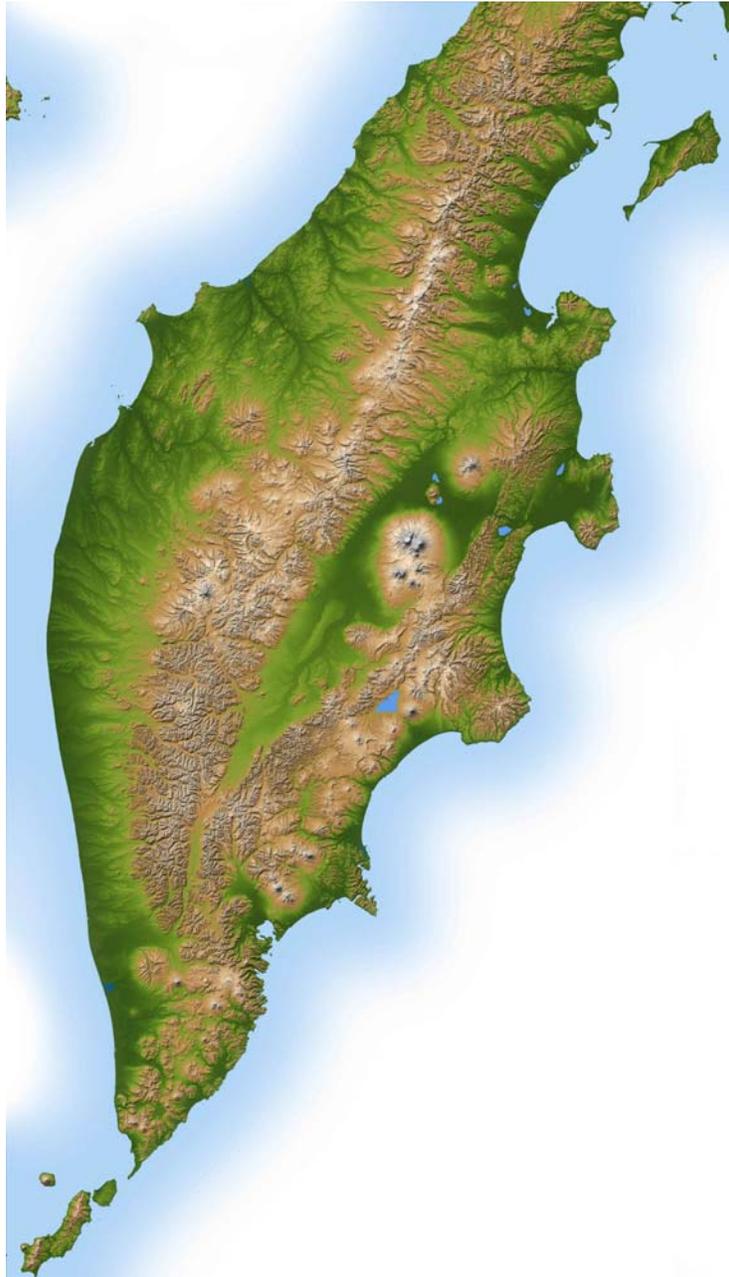
обнажающимися в восточных хребтах с одной стороны и на восточных полуостровах Камчатки - с другой.

- Прогиб сложен **терригенными отложениями (Pg3-N1)**, перекрытыми на юге вулканитами Восточно-Камчатского пояса (N2-Q).
- **Ширина прогиба** к востоку от хр. Кумроч, она составляет около 15 км; кайнозойские породы здесь большей частью перекрыты четвертичными образованиями современной депрессии оз. Нерпичьево.
- К югу от широты п-ова Камчатский мыс Тюшевский прогиб прослеживается, по гравиметрическим данным, под водами Камчатского залива, опять обнажаясь на широте Кроноцкого полуострова, где ширина его достигает 30 км. Еще южнее его структуры прослеживаются, по гравиметрическим данным, под Восточно-Камчатским вулканическим поясом и вновь обнажаются в верховье р. Жупановой.
- **Западные ограничения прогиба** в основном тектонические. В зоне контакта отмечается система сложно сочетающихся надвигов и взбросов, известная как надвиг Гречишкина. Плоскости сместителей разломов наклонены на северо-запад, главным образом под углами 20-40°. Амплитуда смещения по ним в районе Кроноцкого перешейка оценивается не менее 15-20 км.
- **Характерной чертой Тюшевского прогиба является асимметрия**; по геофизическим данным, глубина залегания меловых (?) образований в его северо-западном борту достигает 8-10 км, постепенно поднимаясь в юго-восточном направлении.
- Такое структурное положение Тюшевского прогиба на границе различных тектонических зон, широкое распространение в его обрамлении разновозрастных надвигов свидетельствуют, что осадочное выполнение этой структуры маскирует доолигоценовый, возможно, среднеэоценовый коллизионный шов.

Восточно-Камчатская зона

Сложность современной тектонической структуры Восточной Камчатки обусловлена расположением ее на стыке различных зон. Здесь дискордантно смыкаются кайнозойские вулканические дуги - Алеутская и Курило-Камчатская, а в прилегающей части Тихого океана и одноименные глубоководные желоба. Значительная часть Восточной Камчатки закрыта наложенным Восточно-Камчатским вулканическим поясом (N1- Q).

В восточных районах полуострова Камчатка установлена сложнейшая покровно-складчатая структура, сложенная тектонически совмещенными комплексами офиолитов, кремнистых, терригенных и кремнисто-вулканогенных пород мелового эоценового возраста, которые были сформированы в условиях палеоокеана, окраинных бассейнов и островных дуг, а также выступы метаморфических пород (Ганальский, Срединный). Структуры Центральной и Восточной Камчатки надвинуты на более западные районы.



Меловые образования восточных хребтов Камчатки имеют много общего в своем строении. Это позволяет считать, что в позднем мелу они формировались в пределах единой структурно-формационной зоны. В то же время сравнение строения поднятий Восточно-Камчатской зоны показывает, что каждое из них обладает специфическими особенностями, отличаясь по стилю тектонических деформаций и нередко по формационному составу слагающих толщ кампан-раннепалеогенового возраста. Типизация этих толщ позволяет сопоставить их с образованиями островной дуги, задугового и преддугowego бассейнов.

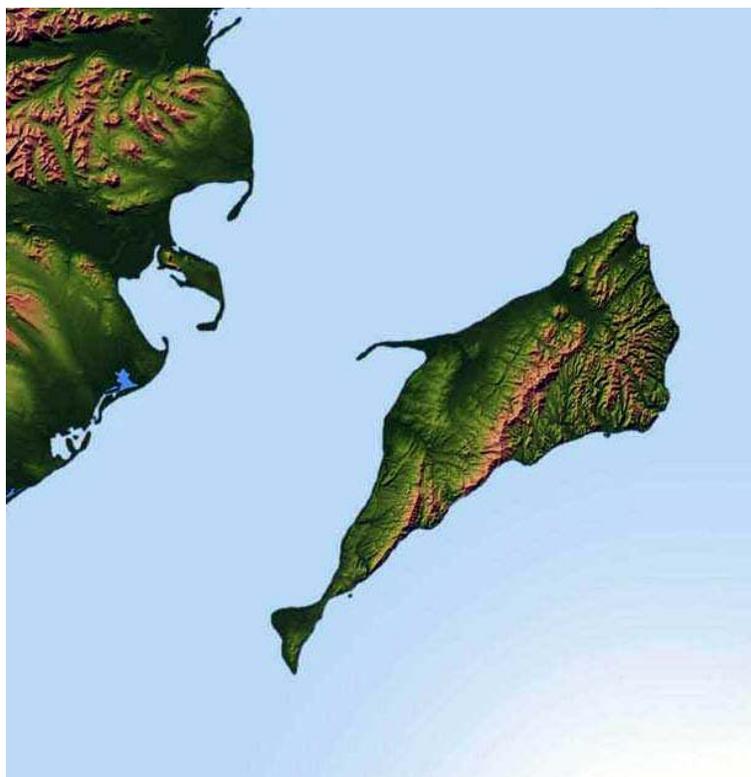
Строение п-ова Камчатский Мыс

является - наиболее западное звено Алеутской островной дуги, приподнятым в процессе общего воздымания Камчатки в неоген-четвертичное время. В северной части этой структуры распространены слабо дислоцированные вулканогенно-осадочные комплексы (K2m-KZ); в южной, для которой установлено покровное строение, —

терригенные и кремнисто-вулканогенные образования (K1-Pg1), различные габброиды и ультрабазиты, серпентинитовый меланж. Формационный анализ меловых образований указывает на происхождение их в океанических условиях.

Остров Карагинский

В его структуре выделяются офиолитовый комплекс, островодужные кремнисто-вулканогенный и вулканогенно-обломочный комплексы, флишоидный комплекс и комплекс осадочного меланжа (Чехович и др., 1989; Чехович, 1993). На юге и западе острова комплексы аккреционной призмы по тектоническим контактам граничат с осадочными толщами, сформированными в эоцене и позже, вероятно, в проливе Литке. Рассматривается как аккреционная призма.



- В качестве западной границы аккреционной призмы можно рассматривать полосу распространения пород офиолитового комплекса. **Офиолиты** представлены серпентинитовым меланжем, относительно крупными пластинами гипербазитов, блоками и пластинами, сложенными параллельными дайками, и редко блоками габброидов расслоенного комплекса. Анализ петролого-геохимических характеристик диабазов параллельных даек и габброидов, проведенный И.Р. Кравченко-Бережным [1989], показывает, что они могли быть сформированы в окраинном море. **Время формирования офиолитового комплекса оценивается** калий-аргоновым методом по образцам габбро-диабазов и диабазов как 84-81 млн. лет и 95-102 млн. лет (**альб-кампан**). Определения калий-аргоновым методом возраста зеленых сланцев и гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа соответствуют 30 ± 5 млн. лет и 60 ± 5 млн. лет.
- С породами офиолитового комплекса тесно ассоциируют **островодужные кремнисто-вулканогенные толщи** - лавы, вулканические брекчии известково-щелочной серии, туфы, кремнистые породы, сформированными в

условиях островной дуги. Возраст пород комплекса на основании находок иноцерамов определен как **сенонский**, а по радиоляриям - **кампан-маастрихтский** [Вишневская и др., 1981].

- К востоку от офиолитов и кремнисто-вулканогенных толщ располагаются структурно падающие под них пластины и чешуи **вулканогенно-обломочного комплекса маастрихт-палеоценового возраста островодужной природы**. В нижней части комплекс представлен в основном известково-щелочными лавами, туфобрекчиями и туффитами различной зернистости, в верхней части, согласно надстраиваемой нижней, он сложен терригенными и толщами - алевролитами, аргиллитами, песчаниками и их туфогенными разностями. Возраст пород нижней части комплекса определяется как маастрихт-датский по находкам бентосных фораминифер [Шапиро, Петрина, 1985], а также на основании единичных форм наннопланктона.
- Далее к востоку картируются **толщи палеогенового (средний эоцен -ранний олигоцен) флишоидного комплекса**, отвечающего, вероятно, отложениям глубоководного желоба, пододвинутые под пластины вулканогенно-обломочного комплекса. Эти отложения слагают серию пластин и чешуи юго-восточной вергентности. Особое место в составе пород комплекса занимают олистостромовые горизонты, линзы и крупные олистоплаки. Эти образования в целом встречаются на всей площади распространения пород флишоидного комплекса. Преобладающий состав олистолитов - диабазы, базальтовые туфы, базальты, кремнистые породы, серпентиниты, габброиды. Источниками этих обломков, вероятно, служили кремнисто-вулканогенный и офиолитовый комплексы, обнажающиеся в центральной части острова [Геология западной..., 1990].
- Крайнее юго-восточное положение на острове занимает **комплекс осадочного меланжа**, который в свою очередь пододвинут под толщи флишоидного комплекса. Породы исключительно сильно тектонизированы и состоят из аргиллит-алевролитового матрикса и олистолитов и олистоплак. По составу среди олистолитов встречаются песчаники, кремнистые породы, мергелистые песчаники, туфы, базальты, известняки, очень редко - габброиды. Крупные пластины и чешуи олистоплак представляют собой переслаивающиеся серые и зеленые кремнистые породы, алевритистые песчаники и отдельные прослои туффитов и туфов. Некоторые крупные пластины сложены афировыми и иногда порфиоровыми базальтами с подушечной отдельностью, редко - андезитами. По данным И.Р. Кравченко-Бережного [1989], вулканы принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям и, вероятно, изливались в условиях островной дуги на разных стадиях ее развития. Время формирования комплекса не является надежно определенным. Существующие датировки разбросаны от маастрихта-дании до эоцена [Геология западной..., 1990]. Часть из этих определений, по-видимому, получена из олистолитов. По мнению В.Д. Чеховича возраст матрикса не может быть древнее среднего эоцена.

Строение полуострова Озерной

представляет собой протяженную (около 60 км в длину) горстообразную структуру шириной 25-30 км. В структуре участвуют, меловые и кайнозойские образования, среди которых широко распространен серпентинитовый меланж [Зинкевич и др., 1984, 1988; Литвинов и др., 1990].

- **Серпентинитовый меланж**, являющийся в большинстве мест относительным автохтоном, состоит из блоков серпентинизированных гипербазитов, габброидов, реже более мелких глыб пикритов, диабазов, базальтов, андезитов, кремней, кремнистых аргиллитов, яшм, песчаников, алевролитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. Иногда среди обломков встречаются тонкополосчатые амфиболиты, гранатовые амфиболиты, различные кристаллические сланцы.
- **Меловые кремнисто-вулканогенные толщи** сложены базальтами, андезитами, андезито-дацитами, туфами основного и среднего состава, грубообломочными тефрогенными образованиями и тефроидами, кремнистыми туффитами, кремнями. Толщи датированы поздним кампаном - маастрихтом [Аккреционная..., 1993]. Значительно реже встречаются более древние отложения, представленные кремнями сеноманского возраста [Гречин, 1987]. Геохимические характеристики вулканитов показывают, что они сформировались в условиях островной дуги. Меловые кремнисто-вулканогенные образования являются аллохтонными и почти повсеместно подстилаются серпентинитовым меланжем. Залегание меловых пород на значительных по площади участках - обычно пологое ($10-30^\circ$), складчатые дислокации в пределах меловых пород проявлены слабо.
- **Неоавтохтон** сложен мощными толщами кайнозоя (P2_3-M). Он с резким угловым несогласием перекрывают верхнемеловые образования В основании кайнозойского разреза
- **средне-, позднеэоценовые** конгломераты, гравелиты, разнотернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, а в верхней части разреза отмечаются туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты.
- **олигоцен** - представлены туфоалевролитами, алевролитами, туфопесчаниками, псаммитовыми туффитами, на отдельных участках отмечаются конгломераты, гравелиты, туфогравелиты.
- **миоцен** сложен туфопесчаниками, туффитами и туфами кислого состава, реже отмечаются туфоалевролиты, диатомиты.

В большинстве районов отложения неоавтохтона несогласно перекрывают подстилающие меловые образования и серпентинитовый меланж, но иногда маломощные пластины серпентинитового меланжа выжаты из-под пород неоавтохтона на более высокий структурный уровень и тектонически перекрывают как меловые, так и палеогеновые отложения. На большей части территории толщ неоавтохтона смяты в пологие складки с углами падения пород на крыльях до $30-40^\circ$ и разбиты многочисленными малоамплитудными разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Строение хребта Кумроч

участвуют в основном позднемеловые и раннепалеогеновые породы.

Наиболее древние образования были обнаружены в глыбах кремней в серпентинитовом меланже [Гречин, 1987; Аккреционная..., 1993], из которых выделены радиолярии апт-альбского возраста.

Согласно работе [Аккреционная..., 1993] верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования Кумрочского поднятия объединяются в четыре комплекса: хапицкий (нижний кампан - даний), дроздовский (даний-палеоцен), ветловский (маастрихт? -нижний палеоген), кремнисто-базальтовый (верхний маастрихт - нижний палеоген).

- **нижний кампан - даний** включает вулканогено-терригенные (островодужная серия) олистостромовую толщи. В вулканогенно-терригенных толщах преобладают грубообломочные вулканогенные породы и лавы. В верхних горизонтах отдельных разрезов встречаются толщи (мощностью до 800 м), в которых отмечается переслаивающиеся туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфопелиты. Олистостромовая толща сложена пачками тонко переслаивающихся псаммитовых туфов основного и среднего состава, туфоалевролитов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и кремнистых алевролитов, включающих горизонты микститов (мощностью до 70 м), сложенных несортированными гальками, глыбами и валунами (до 3 м в по-перечнике) базальтов, туффитов, кремней, габбро и габбро-диабазов. Возраст вулканогенно-терригенных толщ оценен по радиоляриям и бентосным фораминиферам. Образования олистостромовой толщи по радиоляриям датируются поздним маастрихтом-данием.
- **даний-палеоцен** представлен в основном ритмично, иногда флишоидно переслаивающимися черными аргиллитами, алевролитами и серыми песчаниками. Состав терригенных пород полимиктовый. Общая мощность - составляет 1500 м. Возраст его отложений устанавливается по бентосным фораминиферам.
- **маастрихт? -нижний палеоген** - толщи с преимущественно кремнистым, алевролитовым и песчаниковым составом осадков, граничащие друг с другом по тектоническим контактам. Общая мощность ветловского комплекса в наиболее полных разрезах достигает 2000 м.
- **эоцен-олигоцен (неоавтохтон)** - грубое переслаивание вулканомиктовых плохо сортированных песчаников, конглобрекций и алевролитов.

Структура хребта Кумроч ранее представлялась как крупная антиклиналь северо-восточного простирания. В настоящий момент принято покровное или чешуйчато-надвиговое строение.

Строение хребта Тумрок

в основном сложен меловыми толщами, вулканогенными в нижней части и терригенными в верхней.

Снизу вверх выделяются пикрит-базальтовая, туфогенно-осадочная, базальт-андезитовая и терригенная (флишоидная) толщи.

Структура района характеризуется блоковым строением. Широко распространены крутые сбросы и взбросы, затушевывающие более ранние дислокации.

Строение Валагинского хребта

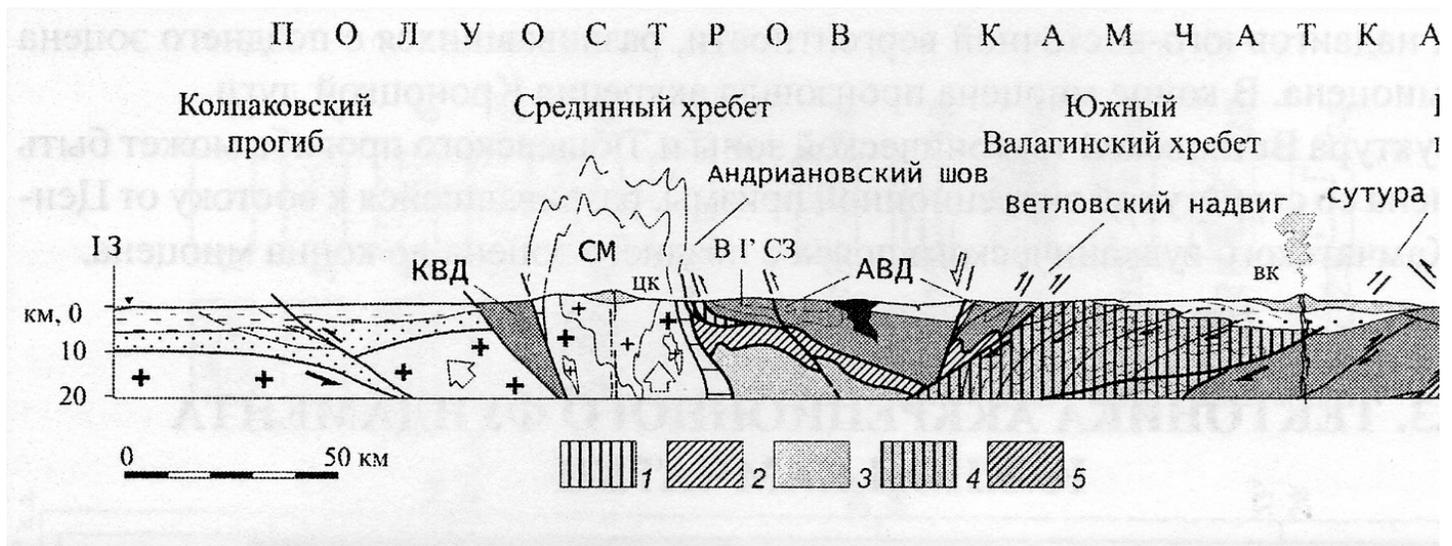
Мел-нижнепалеогеновые образования сложены вулканогенными, кремнисто-туфогенными и терригенными породными ассоциациями. Кроме них в структуре хребта закартированы тела ультрабазитов и серпентинитового меланжа.

- **Кремнисто-вулканогенный комплекс** в нижней части представлен грубыми туфами основного состава, туфобрекчиями и потоками массивных и шаровых лав основного и среднего состава, в средней части - переслаивающимися

туфоалевролитами, туфопелитами, кремнями и красно-бурыми яшмоидами. Самая верхняя часть разрезов комплекса характеризуется сочетанием основных и ультраосновных лав и их туфов. Общая мощность толщ кремнисто-вулканогенного комплекса составляет около 2000 м. Из кремней верхних частей разрезов определены радиолярии, характерные для **позднего кампана - раннего маастрихта**.

- **Кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс** в разных пропорциях сложен кремнистыми аргиллитами, редкими потоками и силлами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, туфами основного и среднего состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Верхняя часть разрезов комплекса представлена массивными агломератовыми туфами основного состава, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, содержащими несортированные округлые и угловатые обломки базальтов, андезитов, дацитов, кремней, туфов, алевролитов, яшмоидов и известняков. Мощности разрезов кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса составляют около 1000 м. Большая часть находок микрофауны позволяет датировать породы комплекса **поздним кампаном - маастрихтом**.
- **Серпентинитовый меланж** сложен разнообразными серпентинитами, среди которых встречаются многочисленные глыбы порфировых базальтов и андезитов, их туфов, габброидов, в разной степени серпентинизированных гипербазитов (иногда почти неизменных), различных кремнистых пород. Реже наблюдаются афировые базальты и родингиты. Радиоляриевые комплексы, извлеченные из блоков кремней и яшм в серпентинитовом меланже, показывают **позднесантон(?) - кампанский** и **позднекампан-раннемаастрихтский** временные интервалы.
- Магматизм северной части Валагинского хребта представлен примитивной островодужной пик-рит-базальт-андезитовой серией, сходной с ассоциацией пород хр. Тумрок.
- В общем виде структура северной части Валагинского хребта представляется как крупная антиформа северо-восточного простирания. Осевая часть структуры представляет собой автохтон. В пределах автохтона по пологим срывам тектонически совмещены различные части разреза кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. Тектонически расслоенные и совмещенные породы осложняются надвигами преимущественно восток-юго-восточной вергентности с углами падений плоскостей сместителей **20—40°**.

Интерпретационный профиль южной Камчатки



1,2 — комплексы Ирунейского окраинного моря: 1 - кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 2 - предполагаемые породы меловой океанической коры; 3 - предполагаемые мантийные породы преддугового литосферного блока; 4, 5 — комплексы Ветловского океанического бассейна: 4 - палеоцен-раннеэоценовые породы ветловского комплекса, 5 - предполагаемые породы палеогеновой океанической коры. Остальные условные обозначения см. на рис. 20