

Том 14, номер 4  
ISSN 0207-4028

Июль - Август 1995

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
Н.А. ШИЛО



*Российская академия наук*  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**  
Том 14 № 4 1995 Июль - Август

Основан в 1982 г.  
Выходит 6 раз в год  
0207-4028

*Главный редактор* Н.А.Шило  
*Заместители главного редактора* Н.П.Романовский, К.В.Симаков  
*Ответственный секретарь* Г.Л.Кириллова

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов,  
А.А.Врублевский, Ю.Ф.Мальшев, В.Г.Моисеенко, Л.И.Попеко, К.Ф.Сергеев,  
В.И.Сухов, М.Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

Е.Н.Бедокуров, В.А.Буряк, Ю.А.Вашилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),  
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),  
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),  
А.Пантелеев (Канада), В.П.Пан, М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР),  
П.М.Сычев, В.Б.Троян, Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая  
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59  
FAX 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1995 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
**GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN**  
Vol.14 № 4 1995 July-August

Established in 1982  
Periodicity 6 issues in a year  
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo  
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov  
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), M.Halbouty (USA), Yu.F.Malyshev,  
V.G.Moiseenko, L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

Ye.N.Bedokurov, V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),  
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krasson (USA),  
Liu Guangding (PRC), T.Nozava (Japan), H.Okada (Japan), V.P.Pan, A.Panteleev (Canada),  
W. Patton (USA), S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), P.M.Sychov, V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya  
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59  
Fax: 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1995

СОДЕРЖАНИЕ

Основные итоги международной конференции по арктическим окраинам (МКАО-94)(Магадан, 6-10 сентября 1994 г.) .....	3
<i>Андерсон П.М., Ложкин А.В.</i> Позднечетвертичные озерные пыльцевые записи на Северо-Востоке Сибири: новые результаты .....	8
<i>Ложкин А.В., Андерсон П.М.</i> Позднечетвертичная пыльцевая летопись озера Эликчан-4, Северо-Восток Сибири .....	18
<i>Глушкова О.Ю., Ложкин А.В., Соломаткина Т.Б.</i> Стратиграфия и палеогеография озера Элгыгытгын в голоцене. (Северо-Запад Чукотки) .....	23
<i>Хьюгес Т.Дж.</i> Семинар по проблеме арктического ледяного щита: точка зрения Гроссвальда и выводы для палеоклиматических реконструкций .....	31
<i>Хьюгес Т.Дж.</i> Поиски морского ледяного щита в плейстоцене Берингии .....	37
<i>Белый В.Ф.</i> Берингийская вулканическая провинция .....	50
<i>Молл-Сталкун Э.Д.</i> Происхождение базальтовой провинции Берингова моря, Западная Аляска .....	60
<i>Верениковский В.А.</i> Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области .....	71
<i>Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.</i> Тектоника и геодинамика Южной части Корякского нагорья и Камчатки .....	81
<i>Кораго Е.А.</i> Позднепалеозойско-мезозойская геодинамика Яно-Колымского междуречья с позиции мантийного диапиризма .....	90
<i>Гельман М.Л.</i> Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов .....	102
<i>Сидоров А.А.</i> Доаккреционные рудные формации Северо-Востока России .....	116
<i>Бычков Ю.М.</i> Морские отложения верхнего триаса .....	125

**Краткие сообщения**

<i>Граусман В.В.</i> Отложения верхнего докембрия Оленекского поднятия по материалам глубокого бурения .....	133
<i>Граусман В.В.</i> Геологический разрез Усть-Оленекской скв. 2370 (инт.3605-2700) .....	137

CONTENTS

Major results of the International Conference on the Arctic margins (ICAM-94).  
(Magadan, September 6-10, 1994)..... 3

*Anderson P.M. and Lozhkin A.V.* Late quaternary lacustrine pollen records from Northeast  
Siberian: new results..... 8

*Lozhkin A.V. and Anderson P.M.* Late quaternary pollen record from Elikchan 4 Lake, Northeast Siberian..... 18

*Glushkova O. Yu., Lozhkin A.V. and Solomatkina T.B.* Stratigraphy and paleogeography of the Elgygytyn  
Lake in the Holocene (Northwestern Chukotka)..... 23

*Hughes Terense.J.* Workshop on questions of Arctic ice sheet development, Grosswald's vision, and  
implication for paleoclimate interpretations..... 31

*Hughes Terense.J.* A search for marine ice sheets in pleistocene Beringia..... 37

*Bely V.F.* The Bering volcanic province..... 50

*Moll-Stalcup Elizabeth.J.* The origin of the Bering sea basalt province, Western Alaska..... 60

*Vernikovskiy Valery.A.* The geodynamic evolution of the Taimyr folded area..... 71

*Zinkevich V.P. and Tsukanov N.V.* Tectonics and geodynamics of the southern part of the Koryak highlands  
and Kamchatka..... 81

*Korago E.A.* Late Paleozoic to Mesozoic geodynamics of the Yano-Kolyma interfluvium from the standpoint  
of mantle diapirism..... 90

*Gelman M.L.* Phanerozoic granitic metamorphic domes in Northeastern Siberia. Part 1. Geologic  
history of Paleozoic and Mesozoic domes..... 102

*Sidorov A.A.* Pre-accretion ore formations of the Northeastern Russia..... 116

*Bychkov Yu.M.* Marine Boreal Upper Triassic..... 125

**Brief Communications**

*Grausman Valentina V.* The late Precambrian deposits of the Olenok Uplift from deep drilling data..... 133

*Grausman Valentina V.* The geologic succession of Ustolenec drill hole 2370 (depth of 3605-2700)..... 137

**ОСНОВНЫЕ ИТОГИ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО  
АРКТИЧЕСКИМ ОКРАИНАМ (МКАО-94)  
(МАГАДАН, 6-10 СЕНТЯБРЯ 1994 Г.)**

6-10 сентября 1994 г. в Магадане прошла очередная Международная конференция по арктическим окраинам (МКАО-94). Организаторами конференции были Северо-Восточный научный центр Дальневосточного отделения Российской Академии наук (СВНЦ ДВО РАН) и Геофизический институт Университета штата Аляска (Фэрбэнкс) (ГИУАФ).

Конференция готовилась и проходила в тяжелое для России время. В общей сложности заявки на участие в конференции подали около 400 человек, приславших тезисы более 280 докладов, которые были опубликованы. В рамках подготовки к МКАО-94 был издан ряд работ, в которых обобщены данные по различным проблемам геологии Северо-Востока России: стратиграфии триаса (Ю.М.Бычков) и мела (В.П.Похилайнен), геологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (В.Ф.Белый), щелочному вулканизму (В.В.Акинин, Ю.Е.Апт), металлогении (А.А.Сидоров и др.). К изданию намечен ряд других обобщающих работ. М.Е.Городинским был подготовлен и издан на английском языке путеводитель геологической экскурсии по Золотому кольцу Колымы. К началу конференции было также выпущено второе двуязычное (англо-русское) издание Справочника по СВНЦ ДВО РАН и аналогичный "Атлас многофакторных прогнозно-поисковых моделей месторождений золота и серебра Северо-Востока России".

Конференция в целом прошла успешно. В работе ее приняли участие 60 ученых и специалистов из 12 университетов, 6 федеральных служб и 10 промышленных (золоторудных и нефтяных) компаний США, Канады, Англии, Австралии, Германии, Нидерландов, Южной Кореи, Японии.

Россия на конференции была представлена более чем 60 учеными из 10 институтов Российской Академии наук, Якутского Государственного университета, 6 производственных организаций из Магадана, Якутска, Владивостока, Хабаровска, Новосибирска, Анадыря, Санкт-Петербурга, Москвы, Южно-Сахалинска.

В общей сложности в работе конференции принимали участие более 130 официально зарегистрированных представителей 45 организаций и кроме них в работе отдельных секций, симпозиумов и круглого стола участвовало более 50 человек из

научных, производственных, общественных организаций и частных фирм г.Магадана.

Научная работа конференции проходила в 7 секциях и 4 симпозиумах, а также во время круглого стола. Объявленная в предварительной программе МКАО-94 секция по морской геологии не работала ввиду неприбытия в Магадан ученых, заявивших свои доклады по этой секции. Во всех секциях и симпозиумах, работавших параллельно, научные сообщения представлялись в форме устных и стендовых выступлений. В общей сложности во время конференции было сделано 103 устных и 43 стендовых докладов. Основные итоги работы секций и симпозиумов можно свести к следующему.

**СЕКЦИЯ 1: стратиграфия и биостратиграфическая корреляция** работала под руководством доктора г.-м.наук **В.П.Похилайнена** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН) и ученого секретаря **И.А. Рудаковой** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). По данной секции было заявлено свыше 30 докладов, из которых было заслушано 8, и 10 сообщений было представлено в форме стендовых сообщений. В докладах рассматривались различные аспекты стратиграфии и биостратиграфии докембрия Северной Америки, стратиграфии морского палеозоя и триаса Северо-Восточной Азии, различные проблемы палинотратиграфии мела Северной Пацифики и Канадского Арктического архипелага, материалы океанического бурения в Северной Атлантике. В состоявшейся дискуссии были отмечены оригинальность, высокий научный уровень рассмотренных работ.

В рамках секции работало два симпозиума: **меловые вулканические пояса арктического сегмента Циркумпацифики и Берингийская провинция позднекайнозойского основного и ультраосновного щелочного вулканизма.**

По тематике первого симпозиума, работавшего под руководством доктора г.-м.наук **В.Ф.Белого** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), доктора **Т.К. Бандцена** (Фэрбэнкс, Геолого-геофизическая служба штата Аляска) и ученого секретаря, кандидата г.-м. наук **В.В.Акинина**, было заявлено 8 докладов, из которых заслушано 3. Проблемы вызвали значительный интерес, привлекли внимание участников других секций и симпозиумов.

По тематике второго симпозиума, который работал под руководством доктора г.-м.наук **В.Ф.Белого** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), доктора **Е.Молл-Сталкуп** (Рестон, Геологическая служба США) и ученого секретаря кандидата г.-м.наук **В.В.Акинина**, было заявлено 10 докладов, из которых было заслушано 7, привлечших внимание в основном лиц, непосредственно связанных с исследованиями проблем петрологии и геохимии позднекайнозойских щелочных вулканитов. Прошедшая во время симпозиума дискуссия носила характер делового обмена информацией между специалистами, непосредственно занятыми изучением проблем позднекайнозойского вулканизма Беринговоморского региона. Со стороны американских коллег было высказано пожелание провести в будущем совместные со специалистами СВКНИИ ДВО РАН исследования базальтоидов Берингийской провинции.

**СЕКЦИЯ 2: палеоклиматы и палеогеография Арктики** работала под руководством доктора **Т.Де-Фрейтаса** (Калгари, Институт осадочной и нефтяной геологии Геологической службы Канады) и ученого секретаря **И.А.Рудаковой** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). По данной секции был заявлен 21 доклад, из которых было заслушано 5 и одно стендовое выступление. Доклады касались проблем реконструкции развития и корреляции ранне-, среднепалеозойских и меловых палеобассейнов Арктической Канады, Аляски, Северо-Востока России. Особый интерес вызвал стендовый доклад **Я.Голонки**, продемонстрировавшего серию фанерозойских палеогеографических карт Арктики.

В рамках данной секции прошел симпозиум, посвященный **новым данным по позднекайнозойской истории Берингии**, работой которого руководили доктор **П.Андерсон** (Сиэтл, Университет штата Вашингтон), профессор **Д.М.Голкинс** (Фэрбэнкс, университет штата Аляска), кандидат г.-м.наук **А.В.Ложкин** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН) и ученый секретарь кандидат г.-м.наук **О.Ю.Глушкова** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН).

По теме данного симпозиума было заявлено 16 докладов, из которых заслушано 9. Доклады были посвящены трем основным темам, касающимся позднекайнозойской палеогеографии Берингии: 1) изменение арктических окраин; 2) оледенения и межледниковые эпохи; 3) позднекайнозойская палеоэкология Берингии. Среди представленных материалов наибольший интерес вызвали данные по пинакульской свите (Восточная Чукотка), представленной отложениями последнего межледниковья, возраст которого по аминокислотам определяется в 125 тыс.лет; по использованию космического радара для определения распространения разновозрастных моренных

отложений; новые материалы по палинологическим и радиоуглеродным датировкам изменений в характере растительности и климата в районе оз.Эльгыгытгын (Северо-Восточная Чукотка); результаты палинологического и радиоуглеродного анализов озерных отложений Южной Чукотки и бассейна верхнего течения р.Колымы. Во время симпозиума прошла оживленная дискуссия по поводу предложенной **М.Гроссвальдом** модели обширного плейстоценового оледенения арктических районов Евразии.

**СЕКЦИЯ 3: региональная корреляция террейнов и палеобассейнов** работала под руководством кандидата г.-м.наук **С.Г.Бялбжеского** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), доктора **Л.Лэйна** (Калгари, Институт осадочной и нефтяной геологии Геологической службы Канады), доктора **У.Дж.Ноклберга** (Менло Парк, Геологическая служба США), профессора **Л.М.Парфенова** (Якутск, Институт геологических наук СО РАН) и ученого секретаря **В.Б.Ликмана** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). На данную секцию было заявлено 36 докладов, из которых на конференции 14 были доложены в форме устных и 6-стендовых выступлений.

Большой интерес аудитории вызвали доклады **У.Дж.Ноклберга** "Корреляция главных террейнов и перекрывающих комплексов", представлявшего большой коллектив авторов из США, Канады и России; **Л.С.Лэйна** с соавторами из Канады и России "Корреляция вокруг Канадского Арктического бассейна", **Элизабет Миллер** с соавторами "Дифференциация северной окраины Циркум-Пацифики: вариации тектонического стиля и плейттектонические следствия"; **Л.М. Парфенова** и **К.Фуджиты** (США) "Важнейшие проблемы тектоники Северо-Восточной Азии"; **В.А.Верниковского** "О формировании Таймырской складчатой области в рифее и палеозое" и **В.П.Зинкевича** и **Н.В.Цуканова** "Тектоника и геодинамика южной части Корякского нагорья и Камчатки".

Заслушанные доклады и обмен мнениями позволили лучше понять проблемы тектоники обширного региона, охватывающего восточную часть Арктики и север Тихоокеанского складчатого обрамления, и наметить пути дальнейшего научного сотрудничества.

В рамках секции работал симпозиум, посвященный **мантийным гнейсовым куполам, ядерным метаморфическим комплексам и гранитно-метаморфическим куполам**, которым руководили кандидат г.-м.наук **М.Л.Гельман** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), доктор **Э.Л.Миллер** (Стэнфорд, Стэнфордский университет) и ученый секретарь кандидат г.-м.наук **А.В.Трушнин** (Магадан,

СеввостНИЦМиС). На этот симпозиум было подано 12 докладов, из которых заслушано 7.

В обзорных докладах Э.Л.Миллер с соавторами и М.Л.Гельмана было показано, что при сходстве строения палеозойские и позднекайнозойские гранитно-метаморфические купола Северо-Востока Сибири отличаются длительностью своей геологической истории. На Омолонском срединном массиве развитие купольных структур, как участков относительного поднятия и центров вулканизма, размещения плутонов и зонального метаморфизма прослеживается от позднего протерозоя вплоть до перми; эти события представляют собой длительное преобразование архейской - раннепротерозойской земной коры и подобны гранитной серии западной Европы. История позднемезозойских куполов гораздо короче (оксфорд - середина раннего мела), исключительно краток главный эпизод регионального метаморфизма в их ядрах. Скоротечность образования и подъема на уровень эрозионного вскрытия свойственна и меловым куполам Аляски и Кордильер Северной Америки. Позднемезозойские купола - характерное явление преобразования земной коры континентальных блоков в обрамлении Праща-пифика. Подчеркнута определяющая роль тектоники растяжения в куполообразовании. Представленные в обзорных докладах материалы не только позволяют наметить эти выводы общего характера, но и выразительно оттеняют возможности различных методических подходов, преимущественно историко-геологического и петрологического на Северо-Востоке России, преимущественно структурно-геологического с последовательным и целенаправленным использованием методов изотопной геохимии и геохронологии у американских исследователей.

Обсуждение представленных на симпозиуме докладов было живым и заинтересованным. Прделанная работа будет, в частности, иметь значение в продолжающихся в 1995-96 г.г. совместных (российско-американских) работах по крупному проекту исследований эволюции земной коры на шельфе Берингова и Чукотского морей, в которых заняты и некоторые из участников Симпозиума.

**СЕКЦИЯ 4: региональная геофизика, динамика литосферы и сейсмология** работала под руководством доктора г.-м.наук **Ю.Я.Ващилова** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), кандидата г.-м.наук **Л.И.Измайлова** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН), кандидата г.-м.наук **Б.В.Козьмина** (Якутск, Институт геологических наук СО РАН), профессора **К.Фуджита** (Фэрбэнкс, ГИУАФ) и ученого секретаря **В.В.Любомудрова** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). На секцию было заявлено 32 доклада, из которых 11 было представлено в устной и 1 - в стендовой форме.

Доклады были посвящены трем основным темам: 1) гравиметрии и субдукции, 2) глубинным структурам, 3) палеомагнетизму и геохронологии.

Большинство докладов не только содержали новую интересную информацию, касающуюся различных аспектов геофизических исследований на Северо-Востоке России, но и отличались нетривиальным подходом к решению проблем. Доклад Ю.В.Чудинова был посвящен северной части Тихого океана и его континентального обрамления. К числу наиболее ярких следует отнести сообщения Б.В.Козьмина, К.Фуджита с соавторами о геолого-геофизических особенностях строения моря Лаптевых и его побережья; Б.Важенина, касавшееся обвалов сейсмического генезиса; Д.Стоуна с соавторами, посвященное палеомагнитным исследованиям в бассейнах р.р.Омолон и Омулевка; П.Лойгера и его коллег относительно радиологических датировок гранитов и рудных залежей в различных районах Северо-Востока России. Доклад Е.Окала и его соавторов, касавшийся проблемы современной зоны Беньофа - Вадати Курило-Камчатской островной дуги, вызвал большой интерес, однако продемонстрировал незнание авторами результатов многочисленных исследований, проводившихся в этой области российскими учеными.

**СЕКЦИЯ 5: металлогения и минеральные ресурсы Восточной Арктики** работала под руководством доктора **К.Даусона** (Ванкувер, Геологическая служба Канады), член-корреспондента РАН **А.А.Сидорова**, (Магадан, СВНЦ ДВО РАН) и ученого секретаря кандидата г.-м.наук **Н.А.Горячева** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). По данной секции было заявлено 39 докладов, из которых 12 было заслушано на пленарном заседании и 14 представлено в форме стендовых сообщений. В них рассматривались проблемы металлогении и ресурсов платиноидов (4 доклада), золота (6 докладов), серебра (5 докладов), а также общие вопросы металлогении Северной Циркумпацифики (9 докладов) и мира (один доклад). Один доклад был посвящен методам оценки эффективности горной индустрии Аляски (М.Д.Балэйн). В целом следует отметить высокий уровень представленных докладов, их актуальность и большое научное и практическое значение для познания закономерностей размещения месторождений на основе новых плейтктонических концепций.

Основным итогом работы секции явилось обсуждение материалов завершающегося международного проекта по созданию металлогенической карты Северной Циркумпацифики масштаба 1:5 000 000, в работе над которым участвуют специалисты России, США и Канады. В докладах У.Ноклберга с соавторами, А.А.Сидорова с соавторами, К.Даусона

с соавторами, В.В.Раткина с соавторами, Т.Бундцена с соавторами обсуждались принципы и методы составления таких карт, а также приводились примеры описаний металлогенических поясов разных районов России, Канады и США. Рассматриваемый проект является первой совместной работой ученых разных стран, продемонстрировавшей широкие возможности использования единого методического подхода к анализу геологического строения и синтезу закономерностей размещения полезных ископаемых на огромной территории, объединяющей регионы с различной историей развития. Первая часть этой работы, изданная в США, пользуется большим спросом, поскольку представляет собой первое англоязычное обобщение по геологии и металлогении не только Аляски и Канады, но и Северо-Востока России, материалы по которому ранее были практически не известны иностранным коллегам. В настоящий момент решается вопрос об издании второй ее части. Во время работы секции обсуждались также вопросы, связанные с распространением аналогичных металлогенических исследований на Сибирь и Северную Монголию.

Остальные доклады были посвящены обсуждению частных, но не менее важных вопросов металлогении платиноидов как в собственно платиноносных районах (доклады Дж.Фолля, Л.Боттомера), так и в типично золоторудных районах, расположенных в сланцевых толщах (доклад В.А.Сидорова с соавторами). Среди докладов, посвященных вопросам металлогении золота и серебра, следует отметить региональные обобщения и сопоставления, сделанные А.А.Сидоровым, Г.Н.Гамяниным, Н.А.Горячевым, Ю.В.Чудиновым, М.З.Зиннатуллиным с соавторами, в которых рассмотрены вопросы распределения месторождений в геологических структурах в связи с формирующими их процессами.

В докладах Н.Е.Саввы, А.А.Пляшкевич, С.Ф.Петрова, Е.Е.Тюковой с соавторами, с большой степенью детальности рассмотрены вопросы минералогии месторождения золота и серебра. Ряд докладов (К.Даусона, С.С.Юдина, В.И.Шпикермана) был посвящен общим проблемам металлогении. Среди них следует упомянуть доклад В.И.Шпикермана, в котором ставится вопрос о выделении нового металлогенического элемента Северо-Востока России - Циркумалазейского металлогенического пояса.

**СЕКЦИЯ 6: углеводородное сырье** работала под руководством доктора **М.Ибрагима** (Херндон, Служба управления минеральными ресурсами США) и кандидата г.-м.наук **О.В.Щербаня** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). На секцию было заявлено 19 докладов, из которых было заслушано 6. Среди них

наибольший интерес вызвали доклад группы авторов, представленный **Д.В.Лазуркиным**, посвященный нефтегазоносным бассейнам Арктики, а также доклад **К.Шервуда**, касавшийся оценки возможных ресурсов углеводородного сырья Чукотского моря.

**СЕКЦИЯ 7: вечная мерзлота, инженерная геология и горная экология** работала под руководством доктора **Д.Картера** (Анкоридж, Геологическая служба США), доктора **П.Я.Курфюрста** (Оттава, Служба естественных ресурсов Канады), доктора г.-м.наук **Г.З.Перльштейна** (Магадан, Институт мерзлотоведения) и ученого секретаря **Т.В.Бангнекиной** (Магадан, Институт мерзлотоведения). По тематике секции, объединившей ранее объявленные секции вечной мерзлоты и инженерной геологии и горной экологии, в общей сложности было заявлено 39 докладов, из которых 14 было заслушано на пленарном заседании и 8 представлено в виде стендовых сообщений. Представленные доклады посвящены четырем основным проблемам: 1) общие закономерности формирования многолетнемерзлых горных пород, 2) инженерные аспекты освоения области вечной мерзлоты, 3) экологические последствия хозяйственной деятельности на территории криолитозоны, 4) геофизические методы разведки многолетнемерзлых отложений.

В ходе заключительной общей дискуссии были высоко оценены оригинальность, научная новизна, высокий профессиональный уровень и большое прикладное значение представленных на секции материалов. Особенно отмечалось оригинальное использование обычного в мерзлотоведении метода компьютерного моделирования процессов теплообмена для реконструкции палеоклиматов в плейстоцене. Общее внимание привлек также доклад **В.А.Басистого** и **А.А.Буйских**, посвященный анализу связей между мощностью многолетнемерзлых толщ с характером осадконакопления и неотектоническими движениями.

В ходе дискуссий были высказаны конкретные предложения по кооперации научных исследований российских и американских ученых.

**КРУГЛЫЙ СТОЛ: настоящее и будущее взаимоотношений между наукой, промышленностью и правительствами арктических стран** работал под руководством специального помощника Госсекретаря по внутренним делам США **В.Розенбуша** (Вашингтон, Министерство внутренних дел США) и кандидата г.-м.наук, Президента Агентства НЭПО **О.В.Щербаня** (Магадан). Дискуссия, состоявшаяся во время заседаний круглого стола, была посвящена обсуждению "Совместного запроса интереса и комментариев на предполагаемое одновременное лицензирование



американских участков Чукотское море и Бассейн Хоуп и прилегающих российских участков Северо- и Южно-Чукотский”, опубликованного в российской и американской печати Управлением минеральными ресурсами Министерства внутренних дел США и Комитетом Российской Федерации по геологии и использованию недр. В работе круглого стола приняли участие представители Министерства внутренних дел США, администраций Магаданской области и Чукотского автономного округа, Роскомнедра, научных учреждений Российской Академии наук, экологических организаций Магадана и Магаданской области, российских и иностранных нефтяных компаний, представители общественности и средств массовой информации. В ходе дискуссии были затронуты вопросы, связанные с лицензированием участков шельфа в связи с положением границы между Россией и США, проблемами охраны окружающей среды (в частности, редких и исчезающих видов животных и птиц) и обеспечения экологической безопасности поисково-разведочных буровых работ и др. Дискуссия по сути дела представляла собой первое в России публичное обсуждение проекта предполагаемого освоения углеводородного сырья на территории шельфа дальневосточных морей.

По программе МКАО-94 было запланировано проведение двух *геологических экскурсий*: однодневная экскурсия состоялась на **Магаданский габбро-гранитный плутон**, руководитель - кандидат г.-м.наук **М.Л.Гельман** (Магадан, СВКНИИ ДВО РАН). В ней участвовало 10 ученых из США, Канады, Японии, России.

Двенадцатидневная геологическая экскурсия **"Золотое кольцо Колымы"** проходила под руководством кандидата г.-м.наук **М.Е.Городинского**. В экскурсии приняли участие 11 специалистов из США, Канады, Австралии и Японии.

Участники ознакомились не только с разнотипными коренными золотыми и золото-

серебряными (Дукат, Наталка, Ущельный, Карамкен и др.) и россыпными золотыми (Дебин, Чай-Юрюя, Оротукан и др.) месторождениями, но также с разрезами пермских, ранне-среднеюрских осадочных отложений верхоянского комплекса и меловых вулканогенно-осадочных образований, слагающих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Дополнительно к объявленной программе экскурсии были проведены посещения месторождений Лунное, Надежда, ряда золоторудных и оловянных рудопроявлений. Участники экскурсии имели возможность посетить лагерь Бутугычаг, ознакомиться с курортом Талая, познакомиться с работой Колымской ГЭС. В Магадане они посетили краеведческий и геологические музеи.

Подводя итоги МКАО-94, следует отметить следующее. Несмотря на финансовые и организационные сложности, в целом конференция прошла успешно. К числу основных итогов ее можно отнести, во-первых, налаживание профессиональных контактов между специалистами различных стран, в первую очередь, России, США, Канады и Японии; во-вторых, на конференции впервые были доложены результаты работ по ряду международных проектов, осуществляемых совместно учеными России, США и Канады и касающихся широкого спектра геологических проблем арктических регионов - начиная от палеогеографических и палеоклиматических реконструкций и кончая тектоно-металлогеническим синтезом, захватывающим практически всю северную часть Циркумпацифики; в-третьих, на конференции впервые в истории России было проведено публичное обсуждение проекта предполагаемого тендера на шельфе Чукотского моря, в котором приняли участие не только представители научных и производственных организаций и органов управления России и США, но также представители заинтересованных иностранных нефтяных компаний (Мобил, Тексако, Шелл и др.), российских деловых кругов, общественности и средств массовой информации.

*К.В.Симаков*

*Д. Терстен*

**LATE QUATERNARY LACUSTRINE POLLEN RECORDS FROM  
NORTHEAST SIBERIA: NEW RESULTS***P.M. Anderson\* and A.V. Lozhkin\*\***\*Quaternary Research Center, AK-60, University of Washington, Seattle, WA 98195 USA,**\*\*North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Science, 16  
Portovaya St., Magadan, 685000, Russia*

Detailed palynological investigations of sediments of lakes located in different phytogeographic zones of northeast Siberia, South Chukotka (Patricia's Lake), Upper Kolyma, Annachag Ranges (Figurnoye and Elgennya lakes), northern coast of the Sea of Okhotsk (Glukhoye lake) testify to the synchronous character of climatic changes in Western Beringia at the end of Quaternary period. In Late Pleistocene (Sartanian, Late Visconcene) absinthcereal tundras prevailed on the most parts of the region. About 12,5 thousand years ago these tundras were replaced by birch shrub ones changing by large shrub alder and deciduous forests due to the rise of temperature 8 thousand years ago *Pinus Pumila* began to play an important role in vegetation cover. *Pinus Pumila* formed the independent plantation above the boundary of deciduous forest in mountains. In the south of Chukotka, large shrub cedar tundra was widely spread. The peculiarities of the vegetation cover development of Western Beringia are analyzed in comparison with the eastern part of Beringia (Alaska).

Vegetation history and the response of past ecosystems to fluctuations in climate and sea levels associated with changing glacial and interglacial conditions have always been central themes of late Quaternary research in Beringia (the Kolyma drainage of northeast Russia eastward to northwestern most Canada; Hopkins, 1967; Shilo et al., 1987; Kontrimavichus, 1984). As the earliest scientists gathered data from the then poorly known region, they developed paleoenvironmental reconstructions that viewed: 1) the late Pleistocene vegetation as similar throughout Beringia; 2) the post-glacial vegetation shifts as synchronous across most, if not all, of this broad subcontinent; and 3) the post-glacial vegetation change as reflecting a simple south-to-north migration from glacial refugia of intact communities whose composition was similar to modern (e.g., Matthews, 1976; Guthrie, 1968; Colinvaux, 1964; Livingstone, 1955). Implicit in all of these ideas is either a similarity of climate across Beringia or a strong north-south zonal pattern with no significant east-west variations.

The hypothesis that the full-glacial vegetation was a uniform grassland or steppe was the first of these issues to be seriously challenged by paleoecologists who proposed a more complex vegetational mosaic, involving both altitudinal (e.g., Schweger and Habgood, 1976; Schweger, 1982; Guthrie, 1982) and regional (Anderson, 1988; Barnosky et al., 1987) gradients. As additional late- and post-glacial pollen records became available, the strong individualistic responses of the major plant taxa to post-glacial climatic amelioration and the time-transgressive nature of the major vegetational changes also became evident (Anderson and

Brubaker, 1994; Anderson and Brubaker, 1993; Barnosky et al., 1987; Ritchie 1984). Finally, the development of atmospheric general circulation computer models revised ideas of late Quaternary climates. These simulations suggested that areas respond in a more complex and individualistic manner to shifts in global climate controls (COHMAP, 1984; Wright et al., 1993). Furthermore, the model results for Beringia indicated that no single uniform climate dominated this region over the last 18,000 years and that important east-west variations in climate might be expected (Barnosky et al., 1987).

The newer interpretations were based primarily on evidence from eastern Beringia (Alaska and adjacent northwestern Canada). However, palynological data from western Beringia (northeastern Siberia) also imply that significant differences in vegetation and climate history probably characterized each side of the Bering Strait, at least over the last 10,000 to 12,000 years (Lozhkin, 1993; Lozhkin et al., 1993). These paleobotanical data were obtained from peats or organic-rich alluvial deposits that often had poor dating control (Shilo et al., 1987). Therefore, comparisons to the eastern Beringian records, obtained primarily from lake cores, were difficult because of problems in interpreting pollen assemblages from different sampling media (i.e., lake vs. peat) and questions of timing of the observed vegetational changes. Consequently, a cooperative Russian-American coring project was begun in 1989 to retrieve late Quaternary lacustrine pollen records from western Beringia as a means to improve our understanding of the spatial and temporal variability in vegetation and climates of Beringia. We present

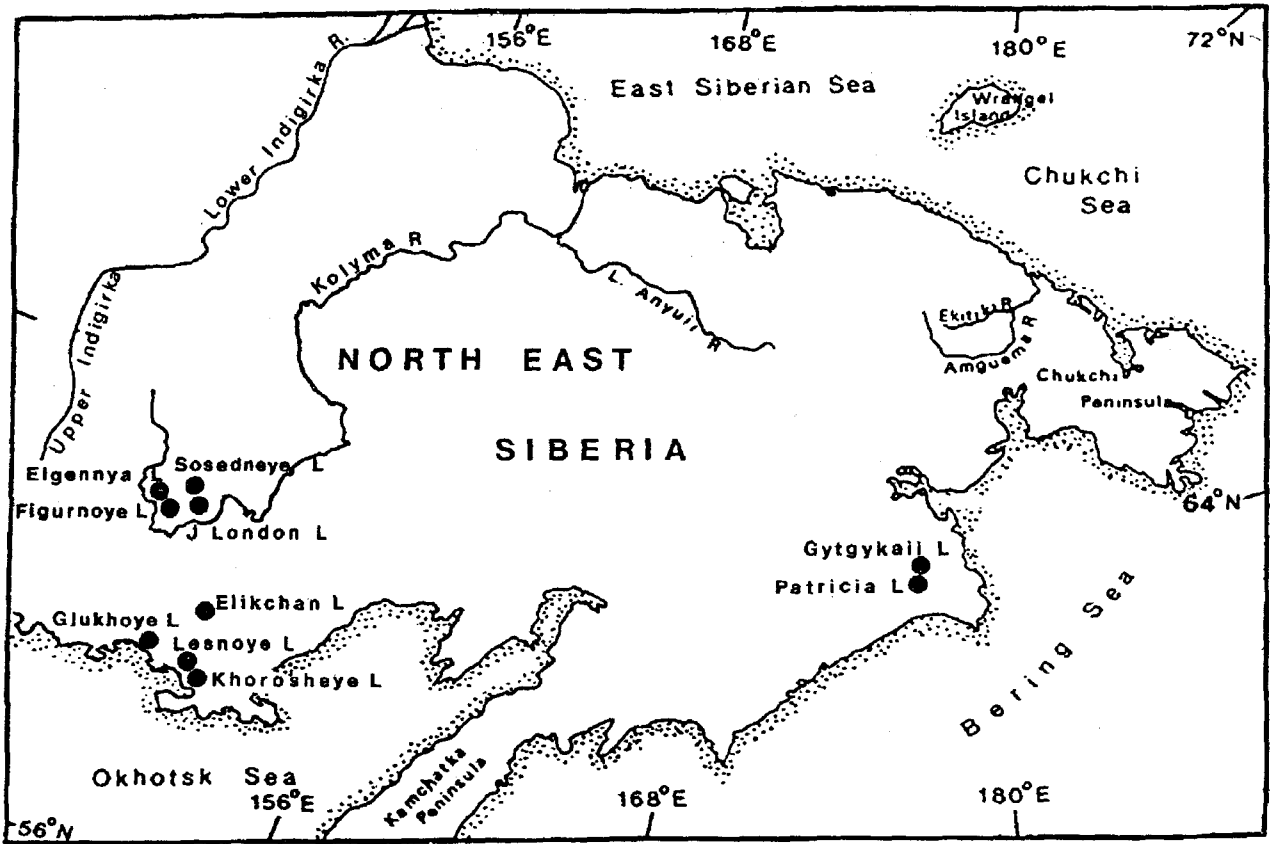


Fig. 1. Map showing locations of coring sites.

preliminary findings from select sites. Although these cores currently lack radiocarbon dates, they are adequate to discuss the emerging paleoenvironmental patterns in late Quaternary Beringia.

Patricia Lake (informal name) is located in the northern foothills of the Kankaren Range (Fig. 1). The lake consists of a single basin with a maximum depth of ca. 11 m. It is of glacial origin and surrounded by moraines of Sartan age (late Wisconsinan equivalent in North America; Shilo, 1961). We raised a 512 cm core which consisted of organic-rich silts (0-428 cm) and silts with 1 to 5 cm thick sand layers (428 to 512 cm). Today the region is characterized by a unique high shrub tundra dominated by *Pinus pumila* and *Alnus fruticosa*. These shrubs often grow to heights of 2 m or more. Other members of this community include *Betula exilis*, *Ericales* (e.g., *Ledum decumbens*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis idaea*), *Salix* spp., *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Potentilla*, and *Spiraea*. Small outlying populations of *Populus suaveolens*, reaching heights of ca. 7 m, occur occasionally along streams ca. 18 km from Patricia Lake.

The Patricia Lake pollen diagram has been divided into five zones (Fig. 2). The basal zone (PA1) is dominated by *Cyperaceae*, *Poaceae*, and *Artemisia* pollen and

*Selaginella rupestris* spores. Percentages of *Artemisia* and *Poaceae* pollen and *Selaginella rupestris* spores increase with greater antiquity in the zone, whereas *Salix* pollen percentages increase from trace amounts to ca. 20% near the top of the zone. Pollen from other shrubby species occurs in trace amounts only. The minor pollen taxa (e.g., *Polygonaceae*, *Rumex*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Brassicaceae*, *Saxifragaceae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*, *Schrophulariaceae*, *Plantaginaceae*, *Valeriana*, *Asteraceae*, and *Cichoriaceae*) indicate that a variety of ecological settings were present. Pollen assemblages of Sartan age are characterized by high percentages of graminoid (*Cyperaceae* and *Poaceae*) and *Artemisia* pollen, moderate amounts of *Salix* pollen, and a great diversity of minor herb taxa. Although no radiocarbon dates are available, the similarity of the zone PA1 spectra to herb zone assemblages from other dated sites indicates a full-glacial age. These data suggest that the southern Chukotkan vegetation was a mosaic of tundra communities, ranging from dry stony slopes supporting a discontinuous vegetation to *Cyperaceae*-true moss associations with prostrate *Salix* shrubs. The abundance of *Selaginella rupestris* spores implies that much of the landscape was poorly vegetated. *Betula* and *Alnus* shrubs were most likely

Patricia Lake

10

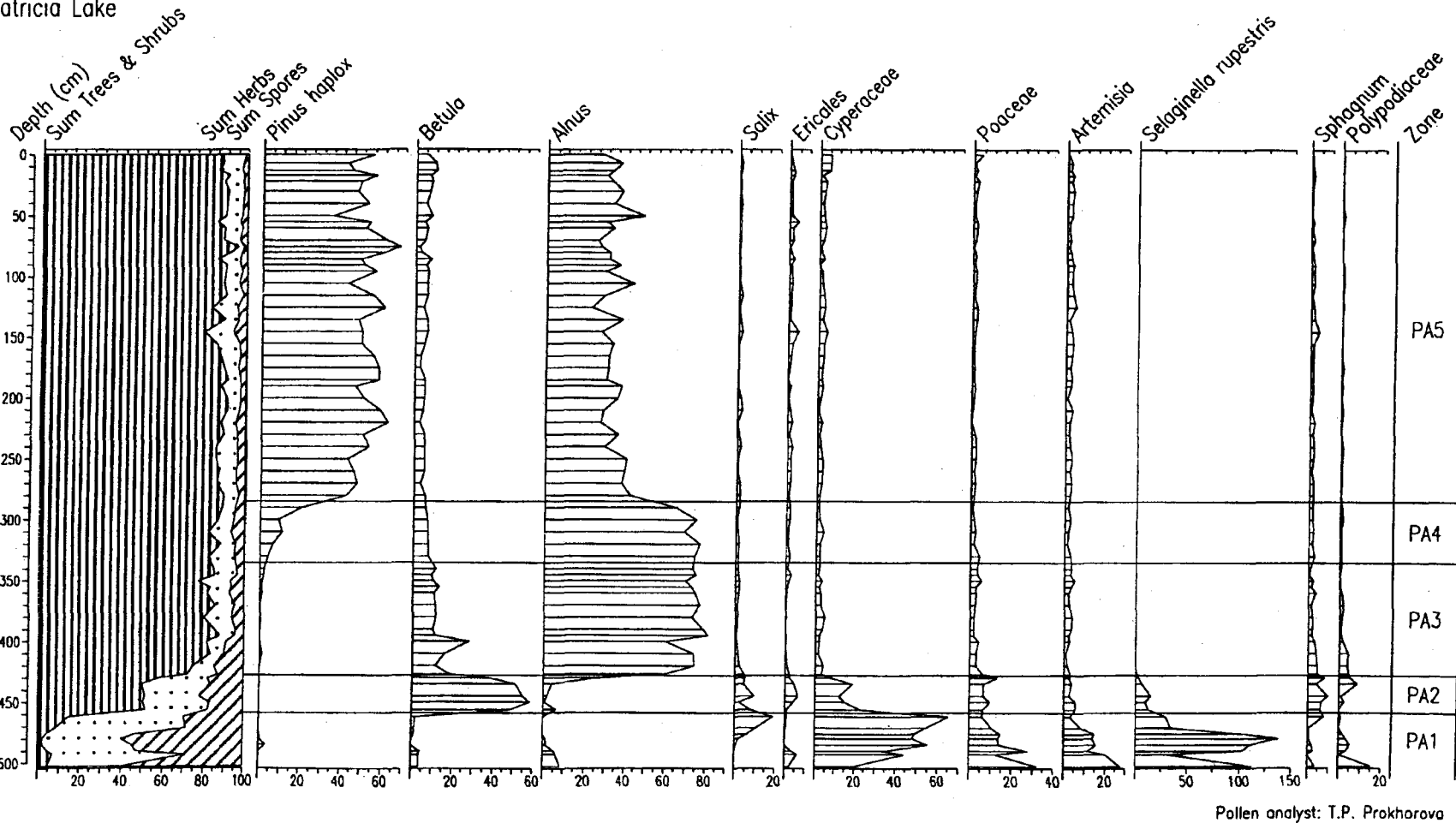


Fig. 2. Percentage diagram of major taxa from Patricia Lake. The subsum curves on the left hand side of the diagram are based on a sum of trees, shrubs, herbs and spores (Russian method). Curves for the individual taxa are based on a sum of all tree, shrub, and herb pollen (American method).

absent or, if present, they were extremely rare. Climates were significantly cooler and drier than present.

*Betula* pollen rises dramatically in zone PA2, and pollen of Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia*, and *Salix* continue to be important in the assemblage, although less so than in zone PA1. Ericaceous pollen is also greater in this zone. *Selaginella rupestris* spores decrease, whereas spores of Polypodiaceae and *Sphagnum* increase. Changes in the zone PA2 pollen assemblage reflect the first influences of post-glacial climatic amelioration and mark the replacement of the herb-*Salix* communities with a *Betula* shrub tundra. A greater abundance of mesic sites is suggested by the increase in *Sphagnum* spores. This shift from herb to *Betula* tundra is documented throughout northeastern Siberia and consistently dates to ca. 12,000 to 12,500 B.P. (Lozhkin and Fedorova, 1989; Lozhkin, 1991; Lozhkin, 1993; Lozhkin et al., 1993).

Zone PA3 is dominated by *Alnus* pollen and indicates the establishment of an *Alnus-Betula* shrub tundra. The appearance of *Betula* sect. *Costata* pollen suggests that trees grew at or near the site. Because *Betula* pollen can be blown for long distances, the presence of *Betula* trees (likely *Betula ermanii* and/or *Betula lanata*) needs to be confirmed with macrofossils. However, if true, the data indicate a ca. 200 km range extension for the species. Although *Populus* groves are found near Patricia Lake today there is no indication of expanded populations during zone PA3.

*Pinus* pollen percentages first rise in zone PA4, with a slight decline in *Betula* pollen. Although a few *Pinus pumila* shrubs may have been present, the major population establishment did not occur until zone PA5, which shows a dominance of *Pinus Haploxydon* pollen. The modern vegetation was likely established at this time.

Elgenny Lake is located between the Malyii and Bolshoi Annachag Ranges of the Upper Kolyma drainage (Fig. 1) and was formed by a terminal moraine from a late Pleistocene valley glacier. The lake is large and deep (maximum depth of ca. 40 m), with a complex basin morphology. A ca 4.5 m core was raised from a 14 m deep basin in the southwestern area of the lake. This core is dominated by organic-rich silts in the upper 300 cm, whereas the lower 150 cm are primarily silts or sandy silts. A thin tephra layer occurs at 307 cm. We believe this to be the Elikchan tephra which has been dated to ca. 8,300 B.P. (Lozhkin et al., 1993). The Upper Kolyma region supports a *Larix dahurica* forest at low to mid-elevations. *Populus sauveolens* and *Chosenia arbutifolia* form gallery forests along the major streams. *Pinus pumila*, *Betula exilis*, and Ericales are important members of the understory. *Pinus pumila* also forms a zone of high shrub tundra in areas immediately beyond altitudinal treeline. Shrub *Salix* spp. and *Alnus fruticosa* are present near streamsides. The latter also occurs in mountain draws and at mid-elevations.

Like the Patricia Lake diagram, the oldest zone in the Elgenny record (zone EG1; Fig. 3A) is presumably of

Sartan age and is dominated by Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia* and *Salix* pollen with a great diversity of minor herb taxa (e.g., Ranunculaceae, *Thalictrum*, Rosaceae, Saxifragaceae, Asteraceae, Scrophulariaceae, Pedicularis, Caryophyllaceae, and Brassicaceae). Although *Selaginella rupestris* spores are present, they occur at only a fraction of the values recorded in the Patricia Lake herb zone. This assemblage indicates the presence of an herb-dominated tundra associated with cool, dry climates. *Salix* and perhaps some Ericaceous species are the only shrubs present at this time.

As conditions ameliorated, the vegetation abruptly changed to a *Betula* shrub tundra (zone EG2) that probably was quickly invaded by *Alnus* shrubs (zone EG3). The arrival of *Betula* and *Alnus* have been dated to ca. 12,500 and 12,000 B.P., respectively, at Sosednee Lake located to the east of the Bolshoi Annachag Range (Lozhkin et al., 1993).

The appearance of minor amounts of *Larix* pollen in zone EG4 marks the first establishment of the post-glacial coniferous forests. *Pinus pumila* pollen, although significant in zone EG4, does not achieve maximum percentages until zone EG5. Possibly the shrub was present in small numbers and restricted to the most favorable lowland habitats during zone EG4 times. *Pinus* populations were probably not extensive until zone EG5 when they expanded to form a major component of the forest understory and a mid-elevational belt of high shrub tundra. The arrivals of *Larix* and *Pinus pumila* in the Sosednee core have been dated to ca. 11,500 and 9,000 B.P., respectively. The occurrence of the Elikchan tephra at 307 cm in the Elgenny core implies that the arrival of *Pinus pumila* was probably closer to 8,000 B.P., an age slightly later than to the east of the Bolshoi Annachag Range.

Slight variations in percentages of *Pinus pumila* and *Larix* pollen in zone EG5 are suggested in the uppermost portions of the Elgenny diagram, but the sampling interval is too coarse to make any definitive conclusions. However, fluctuations in *Pinus* pollen are more clearly recorded at Figurnoye Lake (Fig. 3B), a kettle located ca. 0.5 km to the west of Elgenny Lake. Here we retrieved a 220 cm core in 11.6 m of water. Only the results from the upper 75 cm, which correlate to the upper portion of zone EG5, are illustrated. In contrast to the Elgenny record where *Pinus* percentages are typically 30% to 40%, percentages in the Figurnoye diagram usually are below 25%, with minimum values of ca. 5%. Although differences in lake size and basin history can result in some inter-site variations in the pollen percentages, such great differences would not be expected as a simple function of depositional processes. A more likely explanation for these data is that significant fluctuations in *Pinus* populations occurred during the Holocene. *Larix* pollen is absent in the Figurnoye diagram except for the most recent samples (zone FI3). A late Holocene *Larix* decline is also suggested at Elgenny Lake, although again the number of analyzed samples is insufficient to confirm this pattern. In

# Elgennya Lake

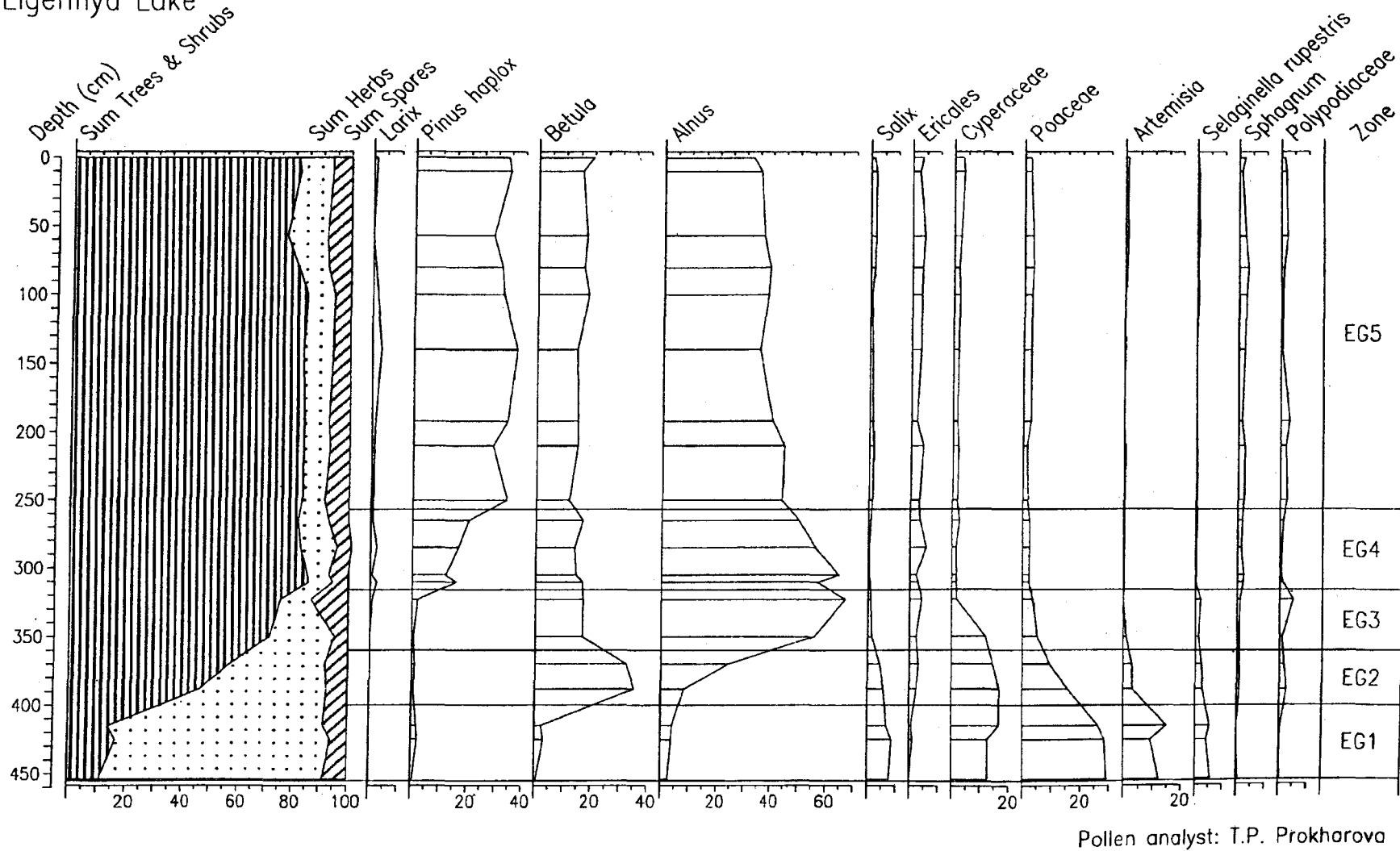
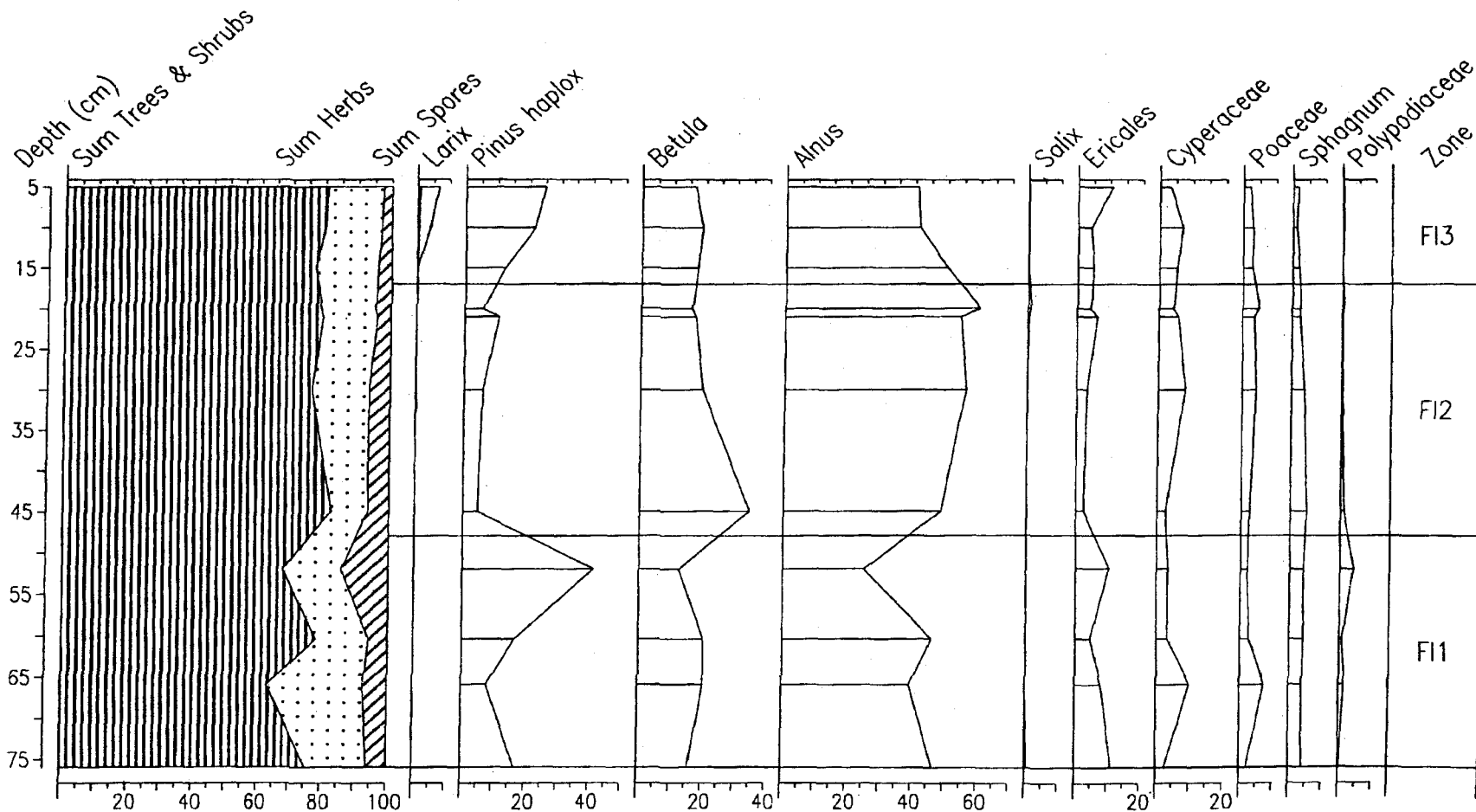


Fig. 3A. Percentage diagram of major pollen and spore taxa from Elgennya Lake.

# Figurnoye Lake

13



Pollen analyst: M.V. Kozhevnikova

Fig. 3B. Percentage diagram of major pollen and spore taxa from Figurnoye Lake. The Larix curve is shown with a 10X exaggeration.

addition, the absence of *Larix* pollen must be interpreted carefully, because this taxon is extremely under-represented in pollen records. Both *Pinus pumila* and *Larix dahurica* share similar summer temperature requirements (minimum of 12 C; Andreev, 1980). Parallel changes in their populations as inferred from these preliminary pollen data probably reflect a period of cool, late Holocene summers.

Glukhoye Lake (Fig. 1) at one time may have been an embayment of the Okhotsk Sea, but today the site lies ca. 1.5 km from the beach (Lozhkin et al., 1990). A ca. 170 cm core was obtained in ca. 2 m of water from the central area of the lake. The sediments are 0 to 13 cm organic-rich silt, 13 to 73 cm silt, 73 to 169 cm sandy silt, and gravels at the base. Like the interior, the coastal vegetation is predominantly a *Larix-Pinus pumila* forest, with *Populus suaveolens* and *Chosenia arbutifolia* forming streamside forests, and *Betula platyphylla* growing on the rocky mountain slopes. The coastal areas are characterized by a series of tectonic depressions that often support a *Salix-Ericales* tundra.

As with the other diagrams, the Glukhoye record begins with an herb-dominated pollen assemblage with a variety of minor taxa (Ranunculaceae, Thalictrum, Leguminosae, *Polygonum bistorta*, Rosaceae, Saxifragaceae, Umbelliferae, Lamiaceae, Caryophyllaceae, Campanulaceae, Cichoriaceae, and Valerianaceae; zone GK1; Fig. 4). However, unlike the other records, these spectra are dominated by Poaceae; Cyperaceae is virtually absent. *Artemisia* pollen is abundant in the lowermost samples of zone GK1, although it decreases to minor amounts in the upper portion of the zone. *Betula* and Asteraceae pollen are more common than in other herb zones. This assemblage is unique to Beringia and contrasts greatly to other full-glacial records. At first, we thought this zone reflected some unusual and local aspect of vegetation development near Glukhoye Lake, perhaps relating to the basin initially being connected to the sea. However, recent preliminary results from Lesnoye Lake (Fig. 1), a coastal site 50 km to the east of Magadan, display similar characteristics. Interpretation of full-glacial pollen spectra from Beringia are difficult because of the poor quality or lack of modern analogs during the late Pleistocene (Anderson et al., 1989). However, the dominance of Poaceae pollen may indicate the presence of meadows in the lowlands with *Artemisia-Poaceae-herb* communities on the mountain slopes or disturbed areas (e.g., along stream channels).

Post-glacial climatic amelioration is registered in the Glukhoye core in a similar manner as the other lakes; i.e., a rapid transition to a *Betula* (zone GK2A) and then a *Betula-Alnus* (zone GK2B) shrub tundra. *Ericales* pollen at Glukhoye Lake is high as compared to other western Beringian sites, probably indicating a greater importance of these shrubs on the landscape. An increase in *Sphagnum* spores indicates mesic settings were more common than during the full-glacial.

In contrast to the records from the Upper Kolyma region, *Pinus pumila* appears to establish prior to *Larix* (zone GK3). However, the Glukhoye diagram includes middle to late Holocene fluctuations in *Pinus pumila* percentages. Two *Pinus maxima* were also observed in a peat exposure located 500 m to the west of the lake, with the more recent peak dating between 2,630 +/- 100 B.P. (MAG-1076) and 3,940 +/- 120 B.P. (MAG-1074; Lozhkin et al., 1990). The other peak apparently predates 5,530 +/- 2000 B.P. (MAG-1978). These percentage variations are much clearer than at Figurnoye or Elgennya Lakes, thereby suggesting that the patterns from the interior reflect actual vegetational changes and are not an artifact of pollen depositional processes. A late Holocene decline in *Larix*, postulated from the interior diagrams, does not seem to occur at the coast. Although *Larix* and *Pinus pumila* have similar summer temperature requirements, they need different winter conditions. *Larix* survives the severe winters by shedding its leaves to protect itself from winter desiccation. *Pinus pumila* retains its leaves, but prior to snow fall its branches become decumbant. In this way the shrub is covered by the autumn snows which act as an insulator from the extreme winter conditions. Thus variations in *Pinus pumila* populations, as inferred from changes in the pollen percentages, likely reflect changing winter/fall snow conditions.

Although all of the above diagrams require more analysis and radiocarbon dating, some preliminary conclusions can be made about spatial and temporal variations in past environments of western Beringia during the late Pleistocene and Holocene.

1. The full-glacial vegetation of Beringia was not uniform, but significant variation existed within western Beringia and between eastern and western Beringia. Both regional and elevational variations have been described for eastern Beringia based on relatively slight variations in percentages of Cyperaceae, Poaceae, and *Artemisia* and select minor herb taxa (e.g., Thalictrum, Cruciferae, Asteraceae; Anderson and Brubaker, 1994). Regional variations also seem to characterize western Beringia, but the paleovegetational differences may be even greater than those documented to the east. The Glukhoye diagram provides the first major deviation from the usual Cyperaceae-Poaceae-*Artemisia* spectra and indicates the presence of a vastly different vegetation type along the northern Okhotsk Sea coast. Although the full-glacial assemblage from Patricia Lake is similar to those from eastern Beringia, the high percentages of *Selaginella rupestris* spores suggest a landscape that likely had a greater abundance of dry, stony sites. Such variations in these herb-dominated vegetation types imply that, although the Sartan climate was cooler and drier than present, important temperature and effective moisture gradients occurred in Beringia during the full-glacial.

2. Unlike eastern Beringia (Anderson et al., 1988), the post-glacial transition from tundra to coniferous forest



Glukhoye Lake

15

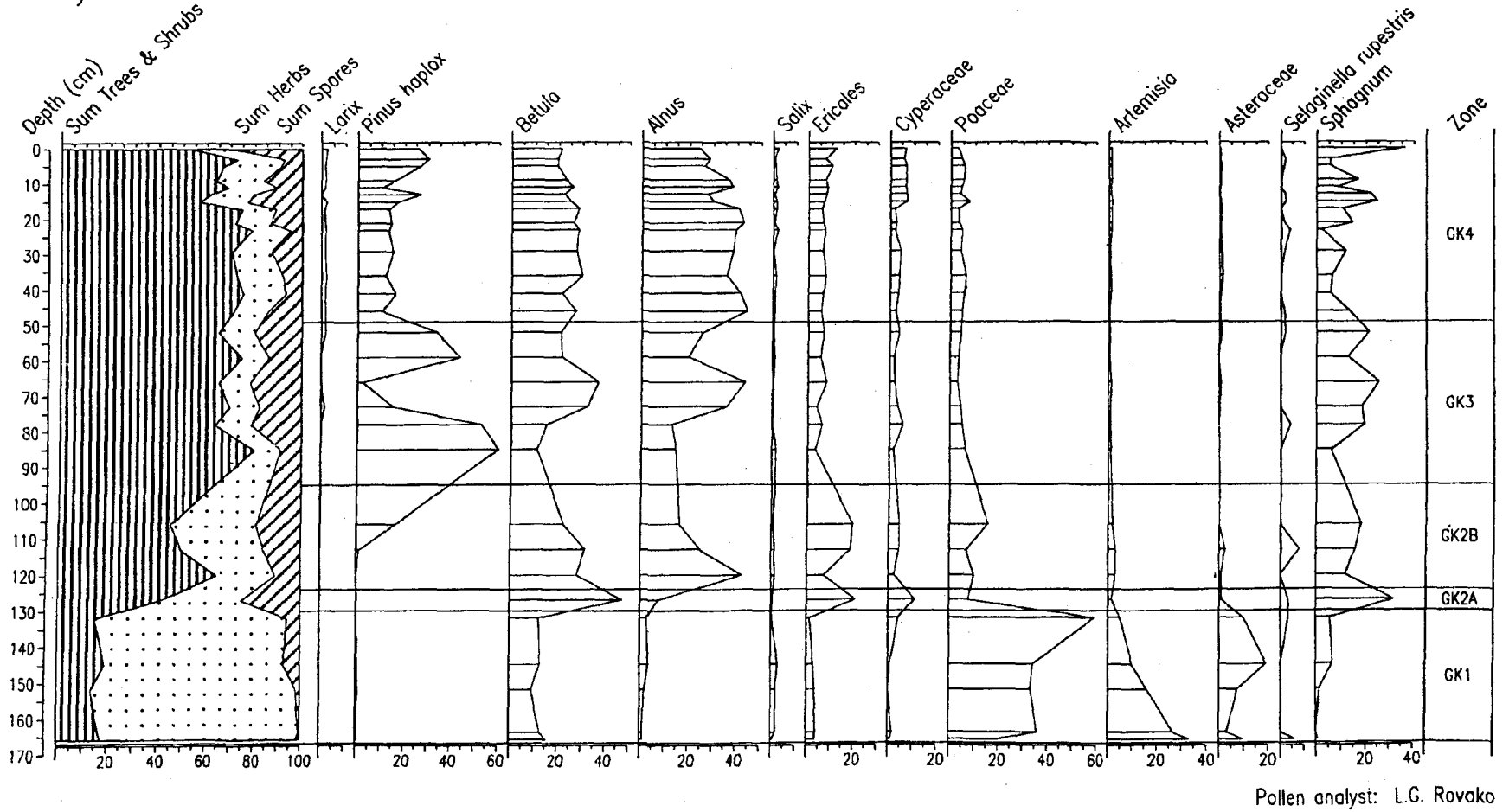


Fig. 4. Percentage diagram of major pollen and spore taxa from Glukhoye Lake. The *Larix* and *Selaginella rupestris* curves are shown with a 10X exaggeration.

in Western Beringia apparently lacks a period of *Populus* dominance (ca. 9,000 to 11,000 B.P.). The appearance of tree *Betula* pollen at Patricia Lake suggests that a broadleaf deciduous woodland may have been present in southern Chukotka at or near this time, but available data suggest that this vegetation type was not as extensive as in eastern Beringia. The establishment of a *Populus* forest in eastern Beringia may imply that summer conditions were warmer and/or drier to the east of Bering Strait during the Holocene-late Pleistocene transition.

3. Although the northward extension of *Betula* and *Larix* treeline during the early Holocene is well documented in northern Chukotka (Lozhkin, 1993; Glushkova et al., this volume), an eastward expansion of *Larix* apparently did not occur in southern Chukotka. The distribution of *Betula* is less certain, but, as stated above, the trees may have not been abundant in areas beyond their current range limits. The different behaviors between latitudinal and longitudinal treeline probably reflect the importance of sea surface temperatures and reorganizing circulation patterns (e.g., southerly winds blowing off the cool north Pacific Ocean and opening Bering Sea would counteract the effects of increased insolation to depress summer temperatures in southern Chukotka).

4. *Larix* and *Pinus pumila*, the two major tree/shrub taxa in Western Beringia, responded individually to post-glacial climatic amelioration. This is evidenced by the establishment of *Larix* prior to *Pinus pumila* in interior regions, whereas *Pinus pumila* establishment preceded *Larix* on the coast. Such behavior implies that either the two species have greatly different migration rates or that the vegetation communities within glacial refugia were dissimilar than modern.

5. The major tree and shrub species at northern high latitudes are typically limited by summer conditions. However, *Pinus pumila* is equally dependent on snow depth, thereby providing a means to examine winter climates. Fluctuations of *Pinus pumila* percentages suggest significant variations in the shrub's population and therefore winter precipitation during the middle and late Holocene.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This work is supported by the Russian Fund for Fundamental Research and the National Science Foundation (ATM-8915415 and ATM-9317569) as part of the Paleoclimate from Arctic Lakes and Estuaries (PALE) program.

#### REFERENCES

- Anderson, P.M. 1988. Late Quaternary pollen records from the Kobuk and Noatak River drainages, northwestern Alaska. *Quaternary Research* 29: 263-276.
- Anderson, P.M. and L.B. Brubaker 1993. Holocene vegetation and climate histories of Alaska. In: *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*, (H.E. Wright, Jr., J.E. Kutzbach, T. Webb, III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein, eds.), pp. 386-400. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Anderson, P.M. and L.B. Brubaker. 1994. Vegetation history of northcentral Alaska: a mapped summary of late Quaternary pollen data. *Quaternary Science Reviews* 12: in press.
- Anderson, P.M., R.E. reanier, and L.B. Brubaker. 1988. Late Quaternary vegetation history fo the Black River region in northeastern Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25: 84-94.
- Anderson, P.M., P.J. Bartlein, L.B. Brubaker, K. Gajewski, and J.C. Ritchie. 1989. Modern analogues of late-Quaternary pollen spectra from the western interior of North America. *Journal of Biogeography* 16: 573-596.
- Andreev, V.N. 1980. Vegetation and Soils of the Subarctic Tundra. Nauka Academy of Science USSR, Siberian Branch Yakutia Sub-Branch, Biological Institute, Novosibirsk. (in Russian).
- Barnosky, C.W. P.M. Anderson and P.J. Bartlein. 1987. The northwestern U.S. during deglaciation; vegetational history and paleoclimatic implications. In: *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*, (W.F. Ruddiman and H.E. Wright, Jr., eds.), pp. 289-321. Geological Society of America, The geology of North America v. k-3, Boulder, CO. (in Russian).
- COHMAP Members. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science* 241: 1043-1052.
- Colinvaux, P.A. 1964. The environment of the Bering Land Bridge. *Ecological Monographs* 34: 297-329.
- Guthrie, R.D. 1968. Paleocology of the large mammal community in interior Alaska. *The American Midland Naturalist* 79: 346-363.
- Guthrie, R.D. 1982. Mammals of the mammoth steppe as paleoenvironmental indicators. In: *Paleocology of Beringia*, (D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young, eds.), pp. 307-326. Academic Press, New York.
- Hopkins, D.M. (ed.) 1967. *The Bering Land Bridge*. Stanford University Press, Stanford.
- Kontrimavichus, V.L. (ed.) 1984. *Beringia in the Cenozoic Era*. Oxonian Press Pvt., Ltd., New Delhi. English version.
- Livingstone, D.A. 1955. Some pollen profiles from arctic Alaska. *Ecology* 36: 587-600.
- Lozhkin, A.V. 1991. Questions of geochronology and paleogeography of the Quaternary period of North East USSR. In: *Geology of the Transition Zone between Ocean and Land in Northeast Asia*, pp. 47-59. Publication of the North East Interdisciplinary Research Institute, Far East branch, Russian Academy of Science, Magadan. (in Russian).

Lozhkin, A.V. 1993. Geochronology of late Quaternary events in northeastern Russia. Radiocarbon 35: 429-433. (in Russian).

Lozhkin, A.V. and I.N. Fedorova. 1989. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate of northeastern USSR based on data from lake sediments. In: Topography and Corresponding Deposits, Northeastern USSR, pp. 3-9. Publication of the North East Interdisciplinary Research Institute, Far East branch, Russian Academy of Science, Magadan. (in Russian).

Lozhkin, A.V., I.N. Skorodumov, A.P. Meshkov and L.G. Rovako. 1990. Changed paleogeographic environments in the region of Glukhoye Lake (north coast of the Okhotsk Sea) during the Pleistocene-Holocene transition. Doklady Akademii Nauk 551: 791-796. (in Russian).

Lozhkin, A.V., P.M. Anderson, W.R. Eisner, L.G. Ravako, D.M. Hopkins, L.B. Brubaker, P.A. Colinvaux, and M.C. Miller. 1993. Late Quaternary lacustrine pollen records from southwestern Beringia. Quaternary Research 39: 314-324. (in Russian).

Matthews, J.V., Jr. 1976. Arctic-steppe - an extinct biome. AMQUA Abstracts 4: 73-77. Tempe, AZ.

Ritchie, J.C. 1984. Past and Present Vegetation of the far Northwest of Canada. University of Toronto Press, Toronto.

Schweger, C.E. 1982. Late Pleistocene vegetation of eastern Beringia: pollen analysis of dated alluvium. In: Paleocology of Beringia, (D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young, eds.), pp. 95-126. Academic Press, New York.

Schweger, C.E. and T. Habgood. 1976. The late Pleistocene steppe-tundra in Beringia --a critique. AMQUA Abstracts 4: 80-81. Tempe, AZ.

Shilo, N.A. 1961. Quaternary Sediments of the Yana-Kolyma Gold Belt, Conditions and Epochs of Their Formation. Union Research Science Institute of Gold and Precious Metals (VNII-1) v. 66, Magadan. (in Russian).

Shilo, N.A., A.A. Sidorov, Yu.P. Baranova, A.V. Lozhkin, and others (eds.). 1987. Proceedings of a Meeting on the Quaternary System of the Eastern U.S.S.R. U.S.S.R. Ministry of Geology and U.S.S.R. Academy of Science, Joint Stratigraphic Committee of the U.S.S.R., Magadan. (in Russian).

Wright, H.E., Jr., J.E. Kutzbach, T. Webb, III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (eds.). 1993. Global Climates Since the Last Glacial Maximum, University of Minnesota Press, Minneapolis.

### *П.М.Андерсон, А.В.Ложкин*

#### **ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЗЕРНЫЕ ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗАПИСИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРИ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

Детальные палинологические исследования осадков озер, расположенных в различных фитогеографических зонах Северо-Востока Сибири - Южная Чукотка (оз.Патриции), Верхняя Колыма, хребет Аначаг (оз.Фигурное и оз.Эльгения), северное побережье Охотского моря (оз.Глухое), - свидетельствуют о синхронности климатических изменений в Западной Берингии в конце четвертичного периода. В позднем плейстоцене (сартан, поздний висконсин) на большей части территории региона доминировали полярно-злаковые тундры. Около 12,5 тыс. л.н. в результате потепления климата они замещаются березовыми кустарниковыми тундрами и лиственничными лесами. 8 тыс.л.н. значительную роль в растительном покрове начинает играть кедровый стланик, формировавший самостоятельные насаждения выше границы лиственничного леса в горах, а на юге Чукотки широко распространяется крупнокустарниковая кедровиковая тундра. Особенности развития растительного покрова Западной Берингии рассматриваются в сопоставлении с восточной частью Берингии (Аляска).

## A LATE QUATERNARY POLLEN RECORD FROM ELIKCHAN 4 LAKE, NORTHEAST SIBERIA

*A.V. Lozhkin\* and P.M. Anderson\*\**

*\*North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, 16 Portovaya, Magadan, 685000, Russia*

*\*\*Quaternary Research Center AK-60, University of Washington, Seattle, WA, 98195, U.S.A.*

The pollen diagram from Elikchan 4 Lake is the most complete and continuous record of late Pleistocene and Holocene vegetation and climate change from northeast Siberia. This record was made by sediments of Elikchan 4 Lake located within the Okhotsk-Kolyma interfluvium, in the Maimandzha River head. An extrapolation of series of radiocarbon datings shows that the pollen diagram covers the time interval not less than 60 thousand years. There are two grassy pollen zones (EL1 and EL2) on the diagram. These zones are characterized by stable composition of spore-pollen spectra and belong to Zyryan (Early Visconcene) and Sartan (Late Visconcene) intervals. EL3 zone located between two grassy pollen zones reflects the vegetation change during Kargin (Middle Visconcene) interval. The change of grassy tundra communities by the large shrub tundra and deciduous forests (EL4 zone) is dated by 12,5 thousand years. Radiocarbon datings make it possible to attribute EL5 zone to Atlantic, Subboreal and Subatlantic periods of Holocene, during which the vegetation acquires the features close to modern ones.

The pollen diagram from Elikchan 4 Lake is the most complete and continuous record of late Quaternary vegetation and climate change from northeast Siberia. The site, 3.9 km long and between 0.9 to 1.3 km wide, is located 180 km north of Magadan at an elevation of 799 m. Elikchan 4 is one of four interconnected lakes that form the headwaters of the Maimandzha River, which flows to the Okhotsk Sea. This northwest-southeast trending chain occurs within a tectonic depression that crosscuts the Okhotsk-Kolyma River drainage divide. Elikchan 4 Lake is bordered to the north and south by mountains which support a *Larix dahurica* forest at low to mid-elevations. The understory is characterized by *Pinus pumila*, *Betula middendorffii*, and *Alnus fruticosa*. A zone of shrub tundra, dominated by *Pinus pumila*, occurs beyond altitudinal treeline. Vegetation is sparse at highest elevations. Many slopes, especially those with high angles, are rock-covered and are devoid of vegetation. These scree deposits, which today extend to the valley bottoms, likely were responsible for the original blockage of the paleodrainage that formed these lakes.

Two flat-bottomed basins occur in the southeast (ca. 11 m depth) and central (ca. 9 m) areas of Elikchan 4 Lake. We raised two cores from each of these basins using a modified Livingstone piston corer (Wright et al., 1984) and a chain drive from the ice surface. A ca. 9.5 m core was raised from the central basin. It ended in gravels, indicating total recovery of all lake deposits. Sediment characteristics indicate that the core represents a continuous depositional history. The sediment description is as follows: 0-16 cm brown-gray water-rich silt; 16-213 cm brown-gray silt with numerous plant remains; 213-214.5 cm Elikchan tephra (Lozhkin et al., 1993); 214.5-238 cm brown-gray silt with black layers of plant fragments; 238-527 cm blue-gray clayey silt with numerous layers (1-5 mm thick) of plant remains; 527-566 cm blue-gray clayey silt; 566-762 cm gray silt with layers of fine sand and scattered mollusks and plants;

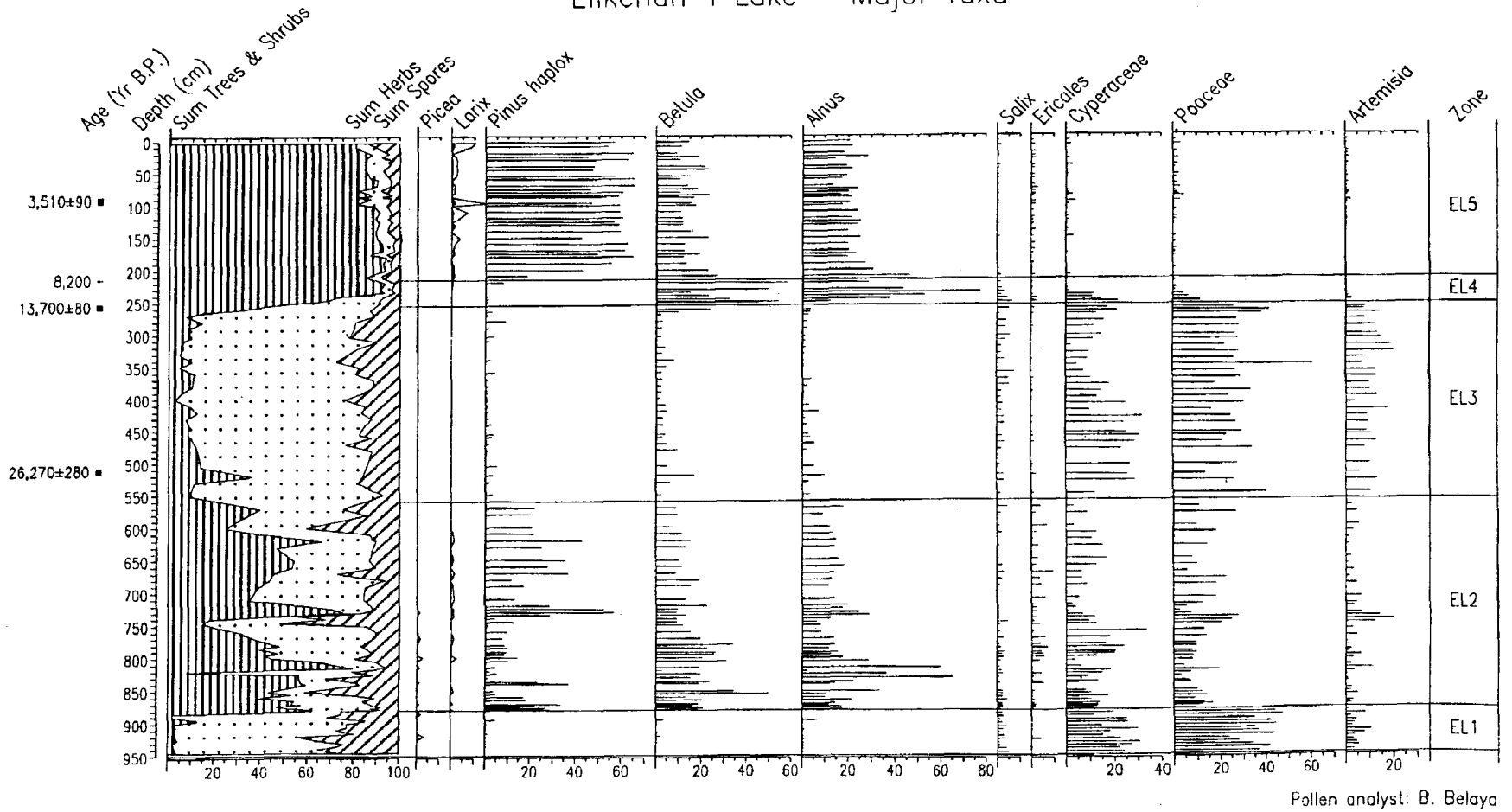
762-784 cm brown-gray well-sorted sand with many plant remains; 784-882 cm light gray silt with minor amounts of sand and numerous layers of plant remains; 882-923 cm gray sand; 923-945 cm gray silt with sand, gravel at the bottom.

The core was sampled minimally at 10 cm intervals, with many sections sampled at 1 cm, 2 cm, and 3 to 5 cm intervals. Pollen samples were prepared following standard techniques (PALE Steering Committee, 1993, pp. 49-53). B. Belaya identified more than 1000 palynomorphs in each sample. The pollen diagram was prepared using Tilia and Tilia-Graph (Grimm, 1992). The summary curves presented on the left part of the diagram follow traditional Russian methods and are calculated on a sum of all terrestrial pollen and spores. The percentages for the individual taxa, calculated on a pollen sum of terrestrial pollen alone, follow American methods. Extrapolation of sedimentation rates based on the radiocarbon-dated upper portion of the core suggests that the basal age of the core is ca. 60,000 B.P.

Changes in the pollen spectra in the Elikchan sediments correlate to trends described at other nearby sites (Lozhkin and Fedorova, 1989; Lozhkin et al., 1993). The Elikchan 4 pollen diagram was divided qualitatively into five pollen zones (Fig. 1). These zones represent two periods of herb-dominated tundra (EL1, EL3), one interval of shrub tundra (EL4) and two times of taiga establishment (EL2, EL5).

Zone EL1 corresponds to the Zyryan interval of the late Pleistocene (early Wisconsinan equivalent in North America). This pollen assemblage is dominated by Poaceae (48%) and Cyperaceae (35%) pollen. *Artemisia*, *Salix*, and *Erioclaes* pollen occur in moderate amounts. Minor herb taxa sum to up to 40% of the pollen sum. The EL1 spectra are also characterized by numerous spores, especially of *Selaginella rupestris* (up to 69%; Fig. 2).

# Elikchan 4 Lake - Major Taxa



Pollen analyst: B. Belaya

Fig. 1. Percentages of the major pollen taxa and subsums for Elikchan Lake. The Larix curve has been exaggerated by a factor of 10X. The 8,300 B.P. date is based on the location of the Elikchan tephra.

The dominance of Poaceae and Cyperaceae pollen indicates a widespread graminoid community typical of very cool dry glacial climates. Trace amounts of *Polygonum aviculare*, *P. amphibium*, *Koenigia islandica*, *Pedicularis*, *Sanguisorba*, *Allium*, *Cardamine*, *Ranunculaceae* (9%), *Polemoniaceae* and *Umbelliferae* pollen suggest the presence of wetter areas in the valley bottom (e.g., bordering the lake and outlet stream). The consistent but minor appearance of *Claytonia vassilievii*, a species more characteristic of the middle Pleistocene, is further evidence of wet, fine tundra soils. Despite the variety of moisture-tolerant forbs, this community was probably dominated by more mesic species of Cyperaceae and Poaceae. The high frequency of *Selaginella* spores in combination with moderate pollen percentages of *Artemisia* (up to 11%), *Asteraceae* (5%), *Cruciferae* (10%), and *Ericales* (4%) and trace amounts of *Cichoriaceae*, *Caryophyllaceae*, *Leguminosae*, *Saxifragaceae*, *Papaveraceae*, *Corydalis*, *Rosaceae*, *Draba*, *Potentilla*, and *Dryas*, indicate the presence of more discontinuous vegetation cover (e.g., fell field), probably at mid-elevations in the mountains. The highest elevations likely were barren. *Salix* (5% pollen) is perhaps the only shrub species present on the Elikchan landscape and was most likely found in the mountain tundra and in areas bordering streams. However, a high shrub tundra of *Pinus pumila*, *Betula middendorffii*, *Alnus fruticosa* and *Picea obovata* may have been present in the lowland of the Yama River, ca. 180 km to the east of Magadan (Lozhkin and Anderson, in press). This shrub tundra association likely represents a relict population of the Kazantsev interglaciation (Sangamon equivalent of North America).

Zone EL2 (882-560 cm) falls between the two herb zones (zones EL1 and EL3) and corresponds to the Karginsk interstadial (middle Wisconsinan equivalent in North America). The boundary between zones EL1 and EL2 is extrapolated to be ca. 50,000 B.P. This age has previously been suggested for the Zyrian-Karginsk boundary (e.g., Kind, 1974). The EL2 pollen spectra have high percentages of *Alnus* (up to 64%) and *Betula* (up to 50%). Percentages of *Pinus pumila* are also high (up to 57%), but fluctuate to low values of ca. 5%. *Larix* pollen is present in minor amounts through much of the zone, whereas trace percentages of *Picea* pollen are restricted to lower zone EL2. The herb component is dominated by Poaceae (up to 28%), Cyperaceae (up to 33%), *Artemisia* (up to 20%), *Cruciferae* (up to 12%), and *Caryophyllaceae* (up to 10%) pollen. As in zone EL1, there is a great diversity of minor herb taxa (*Liliaceae*, *Polygonum* (at least three species), *Chenopodiaceae*, *Claytonia acutifolia*, *Claytonia vassilievii*, *Ranunculaceae* (10%), *Thalictrum* (4%), *Papaveraceae*, *Corydalis*, *Cardamine*, *Draba*, *Saxifragaceae* (2%), *Rosaceae*, *Spiraea*, *Potentilla*, *Dryas*, *Sanguisorba*, *Leguminosae*, *Onagraceae*, *Umbelliferae*, *Primulaceae*, *Plumbaginaceae*, *Gentianaceae*, *Polemoniaceae*, *Labiatae*, *Scrophulariaceae*, *Pedicularis*, *Rubiaceae*, *Valerianaceae*, *Asteraceae* (2%) and

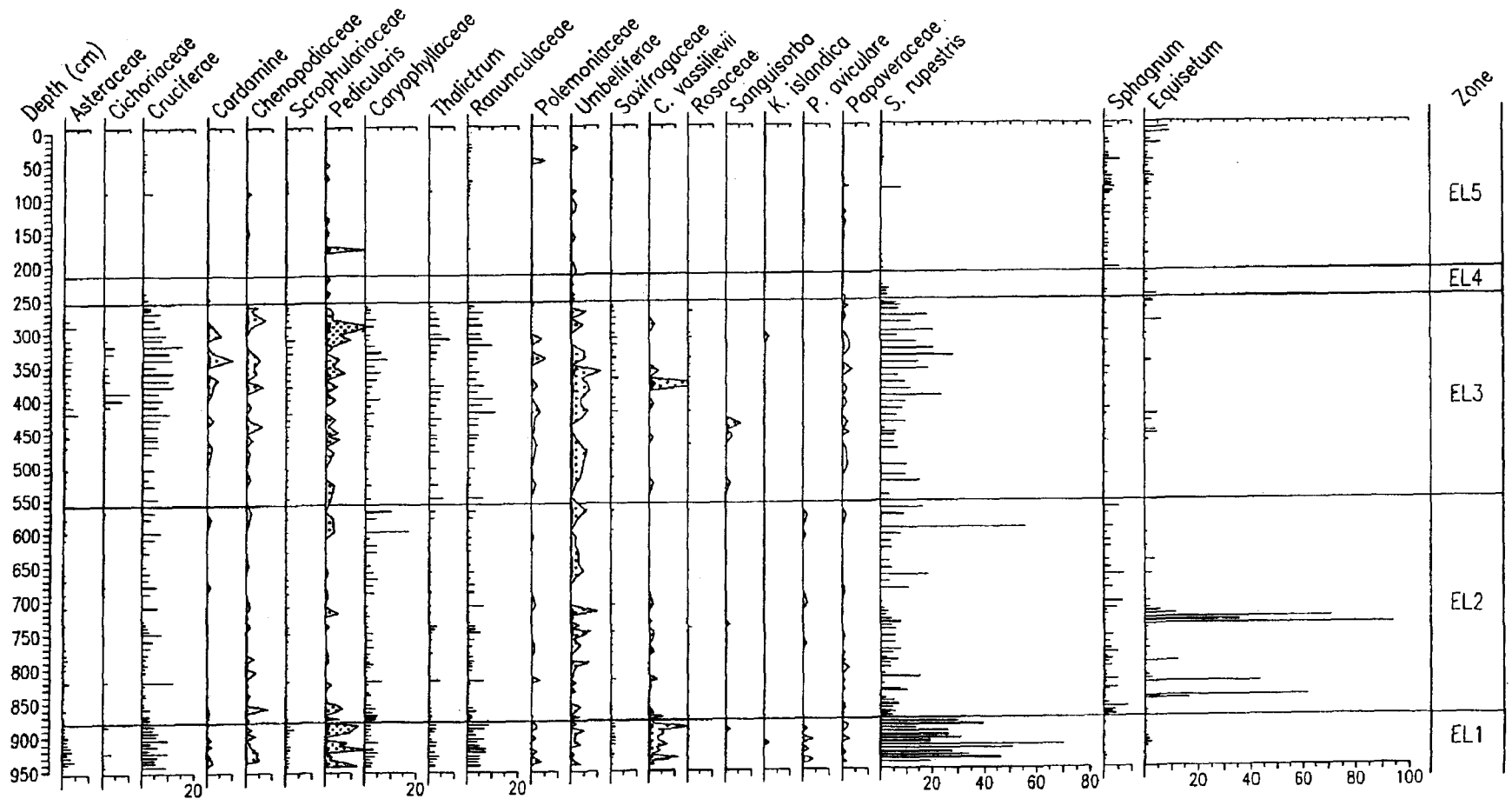
*Cichoriaceae*). *Sphagnum* and *Equisetum* (up to 92%) spores are abundant in zone EL2, whereas spores of *Selaginella rupestris* show a marked decrease from zone EL1.

This assemblage indicates that a *Larix* forest with a *Pinus pumila*-*Betula* understory was established in the Elikchan Lakes area during the Karginsk interstadial. Tree density was probably low, and this open forest likely was limited to the valley bottom and lower elevations of the nearby mountains. At least during the earlier part of this interval, the forest may have included *Picea*. Increases in *Sphagnum* and *Equisetum* spores suggest a greater abundance of moist sites than previously, perhaps including some local bog development. Like in zone EL1, the minor herb taxa indicate a variety of ecological settings near the lake. A zone of forest-tundra dominated by *Larix* and *Pinus pumila* characterized mid-elevation slopes. *Alnus fruticosa* may have been common along mountain draws as well as bordering streams in the valley lowland. This vegetation type was replaced at slightly greater elevations by a high shrub tundra with *Pinus pumila*, *Betula middendorffii*, *Alnus fruticosa*, and *Ericales*. A herb-low shrub tundra grew at still higher elevations, eventually diminishing to a mixture of scattered cushion plants and scree on the highest mountain peaks.

The changes in pollen and spore taxa between zones EL1 and EL2 indicate an interstadial climate that generally was warmer with greater effective precipitation than that of the Zyrian stade (EL1). However, variations in shrub and to a lesser extent tree pollen within zone EL2 (e.g., 800-740 cm and 710-640 cm) indicate periods of cooler conditions (probably cool moist summers), although not as extreme as during the Zyrian stade (cool dry summers). These events may correspond to the Kirgilyach and Konoschylskoyé intervals, times of climatic deterioration noted elsewhere in Siberia (Kind, 1974; Shilo et al., 1983). During these cooler times, the deciduous shrub and herb-shrub tundras probably expanded, and altitudinal treeline was lowered, restricting the *Larix* forests to only the most favorable sites of the river valley. The rapid and extreme variations in individual pollen-spore taxa and/or subspecies seen in zone EL2 suggest that conditions for forest growth were somewhat marginal near the lake, and the Elikchan area was particularly sensitive to climatic shifts during the interstadial. This sensitivity is in contrast to the Holocene interglacial vegetation (zone EL5) near Elikchan 4 Lake; which remained stable despite significant changes in vegetation and climate patterns observed for other regions of northeast Siberia during the current interglaciation (Lozhkin, 1993).

Zone EL3 (560-255 cm), which corresponds to the Sartan stade (late Wisconsinan equivalent), is characterized by high percentages of Poaceae (up to 62%), Cyperaceae (up to 87%), *Artemisia* (up to 20%) and *Cruciferae* (15%). Minor herb taxa include *Caryophyllaceae* (up to 9%), *Ranunculaceae* (10%), *Thalictrum* (8%), *Saxifragaceae* (3%), *Ericales* (2%), *Scrophulariaceae* (3%), *Asteraceae*

# ELIKCHAN 4 LAKE - SELECT MINOR TAXA AND SPORES



Pollen analyst: B. Belaya

Fig. 2. Percentages of minor herb taxa and major spore types. Dotted curves have been exaggerated by a factor of 10X.

(6%) and Cichoriaceae (10%). Shrub pollen percentages (e.g., *Betula* and *Pinus pumila*) typically are 1% or less, although *Salix* pollen is more abundant (up to 6%). The regional vegetation is characterized by a variety of tundra types, including fell fields on the dry, stony slopes (as indicated by high percentages of *Selaginella rupestris*) and Cyperaceae-moss communities with prostrate *Salix* on moist sites at mid- to lower elevations. Numerous radiocarbon-dated sites throughout northeast Siberia suggest that the Sartan-Karginsk boundary is dated to ca. 27,400 B.P. (Lozhkin, 1991), in concurrence with the 26,270 B.P. +/- 280 B.P. (Beta-59381) date from the Elikchan 4 core.

Zone EL4 (255-215 cm) is characterized by the rapid increase in pollen of *Betula* (up to 66%) followed by *Alnus* (up to 77%). Herb pollen taxa (e.g., Poaceae, Cyperaceae, Artemisia, Cruciferae, and Ranunculaceae) that were important in EL3 show a significant decrease. This zone, informally referred to as the birch-alder zone, marks the widespread replacement of the full-glacial herb tundra communities by high deciduous shrub tundra. Such a sharp change in the pollen assemblages between EL3 and EL4 suggests that climate change was rapid with an increase in summer temperatures to ca. 12.5-13 C.

Zone EL5 (215-0 cm) is marked by the consistent appearance of trace amounts of *Larix* pollen and a rise in percentages of *Pinus pumila* pollen, with a concurrent decline in pollen of *Betula* and *Alnus*. The boundary between these two zones is also marked by the presence of the Elikchan tephra dated to ca. 8300 B.P. (Lozhkin et al., 1993). This interval marks the establishment of the modern vegetation.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by grants from the Russian Foundation for Fundamental Research and the National Science Foundation (ATM-8915415).

#### REFERENCES

Grimm, E.C. 1992. Tilia and Tilia-Graph: Pollen spreadsheet and graphics program. 8th International

Palynological Congress, Aix-en-Provence, Program and Abstracts: 56.

Kind, N.V. 1974. Geochronology of the late Anthropogene using isotope data. Geological Institute of USSR, ol. 257, Nauka.

Lozhkin, A.V. 1993. Geochronology of late Quaternary events in northeastern Russia. Radiocarbon 35(3): 429-433. (in Russian).

Lozhkin, A.V. 1991. Questions of geochronology and paleogeography of the Quaternary period of North East USSR. In: Geology of the Transition Zone between Ocean and Land in Northeast Asia, pp. 47-59. Publication of the North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch Russian Academy of Science, Magadan. (in Russian).

Lozhkin, A.V. and P.M. Anderson. In press. The last interglaciation in northeast Siberia. Quaternary Research.

Lozhkin, A.V. and I.N. Fedorova. 1989. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate of northeastern USSR based on data from lake sediments. In: Topography and Corresponding Deposits, Northeastern USSR, pp. 3-9. Publication of the North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch Russian Academy of Science, Magadan. (in Russian).

Lozhkin, A.V., P.M. Anderson, W.R. Eisner, L.G. Ravako, D.M. Hopkins, L.B. Brubaker, P.A. Colinvaux, and M.C. Miller. 1993. Late Quaternary lacustrine pollen records from southwestern Beringia. Quaternary Research 39: 314-324.

PALE Steering Committee. 1993. Research Protocols for PALE Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries. PAGES Workshop Report Series 94-1, Bern, Switzerland. 53 pp.

Shilo, N.A., A.V. Lozhkin, Ye. Ye. Titov, and Yu. V. Tschumilov. 1983. Kirgilyatskii Mammoth (Paleogeographic Aspect). Nauka, Moscow. 241 pp. (in Russian).

Wright, H.E., Jr., D.H. Mann, and P.H. Glaser. 1984. Piston corers for peat and lake sediments. Ecology 65: 657-659.

### *А.В.Ложкин, П.М.Андерсон*

#### **ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПЫЛЬЦЕВАЯ ЛЕТОПИСЬ ОЗЕРА ЭЛИКЧАН-4, СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРИ**

Наиболее полная на Северо-Востоке Сибири последовательная пыльцевая летопись, отражающая эволюцию климата и растительности в позднем плейстоцене и голоцене, установлена в осадках оз.Эликчан-4, расположенного в пределах Охотско-Колымского междуречья в верховьях р.Майманджи. Экстраполяция серии радиоуглеродных датировок показывает, что пыльцевая диаграмма оз.Эликчан-4 охватывает интервал не менее 60 тыс.лет. На диаграмме выделяются две травянистые пыльцевые зоны (EL1 и EL3), характеризующиеся устойчивым составом спорово-пыльцевых спектров и отнесенные к зырянскому (ранний висконсин) и сартанскому (поздний висконсин) интервалам. Зона EL3, занимая положение между двумя травянистыми пыльцевыми зонами, отражает изменение растительности в течение каргинского (средний висконсин) интервала. Смена травянистых тундровых сообществ крупнокустарниковой тундрой и лиственных лесами (зона EL4) датируется 12.5 тыс. л.н. Радиоуглеродные датировки позволяют отнести зону EL5 к атлантическому, суббореальному и субатлантическому периодам голоцена, в течение которых растительность приобрела черты близкие современным.



## STRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHY OF THE ELGYGYTGYN LAKE IN THE HOLOCENE (NORTHWESTERN CHUKOTKA)

*O.Yu. Glushkova, A.V. Lozhkin, T.B. Solomatkina*

*North-East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,  
16, Portovaya St., Magadan, Russia*

The descriptions of alluvial and colluvial sediments sections both in the Elgygytgyn Lake basin and in the up-stream of the Enmyvaam River basin are given. The results of palynological analysis proved by a series of  $^{14}\text{C}$  datings are presented. New data confirming the distribution of forest vegetation elements through the Boreal and the beginning of the Atlantic periods of the Holocene in continental parts of northwestern Chukotka are generalized.

### INTRODUCTION

During recent years paleogeographic investigations were closely associated with the gaining of data on nature development in the past and also with the prognostication of its short-term and long-term changes in the future. In this connection, paleogeographic environments reconstructions of the Late Pleistocene and the Holocene are considered to be the most detailed and effective investigations. The information of Holocene climate variations and associated changes of plant cover in the North-East is based on the data on several considerably removed from each other reference regions and is evidently insufficient. Thus, every new palynological data proved by  $^{14}\text{C}$  datings are of great interest.

The obtained by the authors results of complex study of series of alluvial and colluvial sediments sections in continental, considerably removed from the coasts, mountain region of northwestern Chukotka give the additional materials for paleoclimatic reconstructions. These data are important both as additional information for the definition of a nature-climatic events sequence, and as possibility to characterize the changes that took place at the final stages of relief development at a such a unique object as the Elgygytgyn crater.

### THE PECULIARITIES OF OROGRAPHIC PLAN, AND THE CHARACTERISTICS OF MODERN PLANT COVER

Before the description of the sections it is necessary to point out the originality of orographic environments of the region under investigation.

It is already half a century that the Elgygytgyn Lake has been of great interest for biologists, geomorphologists and geologists. Up to the present time there were a lot of discussions about its origin, duration of existence, and development history. Now there are two hypotheses of the origin of this round and deep basin. Both of these hypotheses

have a common point of view. This point of view is that the basin was formed as a result of explosion. But the explanations of the explosion character are different. According to the first hypothesis of V.F. Belyi (1982, 1993) as the best supporter, this basin was formed as a result of repeated gas volcanism manifestations. The second hypothesis supposes that the basin is a crater formed after a large meteorite fall (Gurov, Valter et al., 1978; Gurov, Gurova, 1981; Impactites, 1981.) After the numerous determinations by the potassium-argon method, the impactite rock age is estimated 3.5 Ma. In any case, the formation of this unique structure influenced the geomorphological processes and resulted in a specific feature of slope morphogenesis, development and reconstruction of drainage system. This long existence of the vast basin also resulted in a specific influence on the character of landscapes and plant cover.

The district is located in the zone of the Major Pacific-Arctic divide between the eastern offshoots of the Anyui Range and northwestern section of the Anadyr upland. Albian-Cenomanian volcanogenic rocks represented mostly by felsic lavas, ignimbrites, tuffs, and less by basalts make the geological composition of the district (Belyi, 1982).

The Elgygytgyn Lake is located nearby the Major divide (Fig. 1), at a height of 489.5 m. It occupies the central part of the vast round basin, and also has an almost round form which is slightly deformed by erosion. The lake diameter is 11.5 km, water area exceeds 117.5 km<sup>2</sup>, the maximum depth is 169 m (Nekrasov, 1963). Numerous, small in size channels supply the lake, and only the Enmyvaam River flows out of it. The basin, containing the Elgygytgyn Lake, is surrounded by mountains 400-600 m high. Generally, these mountains are separated massifs with dome-like and flattened tops that are divided by vast plane saddles.

The vegetation of the Elgygytgyn Lake district and of the basin of the Enmyvaam River up-stream is characterized as mountain low bush and lichen tundra with

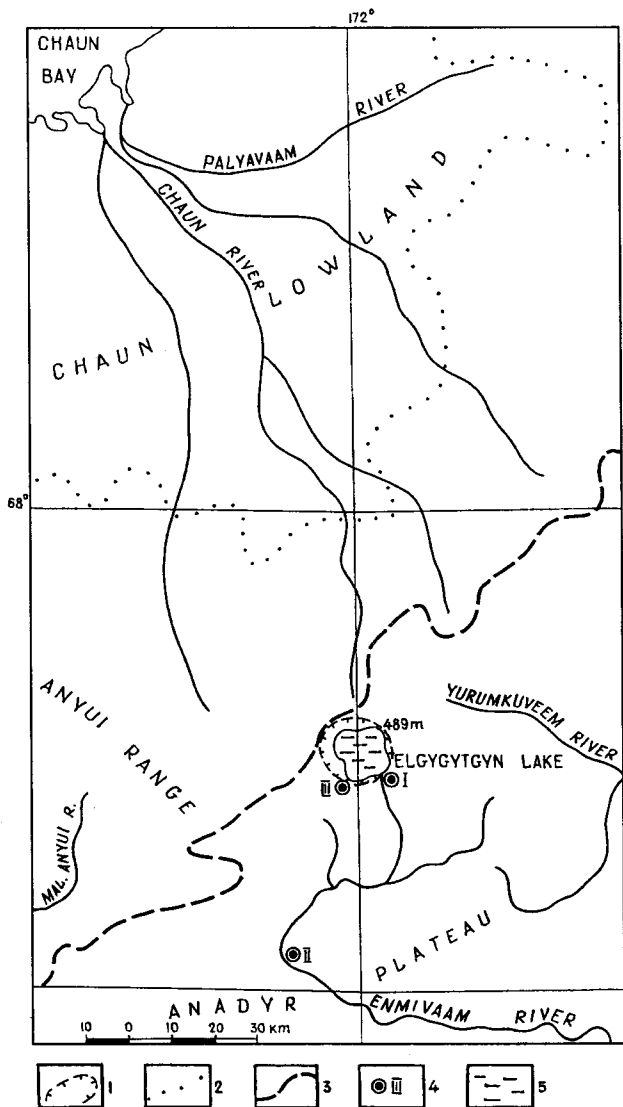


Fig. 1. Location of studied sections in the Elgygytyn lake region.

1 - boundary of the Elgygytyn meteoritic crater; 2 - boundary of the Chaun lowland; 3 - line of the Major Pacific-Arctic divide; 4 - sections location and their numbers; 5 - the Elgygytyn lake area of water.

relicts of phytocenosis of oceanic character in a large massif of zonal arctic tundras (Kozhevnikov, 1993). The originality of modern plant cover, its thinning out and oppression are due to a simultaneous combination of oceanic and continental features in the climate. Shrubs occupy an extremely small area, and are mainly represented by low willow-beds confined to the covers from the winds, strong in this region. Sufficiently low summer temperatures combined with cold damp winds banefully influence the tree rocks and remove the forest-tundra boundary to the south. (Kozhevnikov, 1989). On the whole, in the northwestern Chukotka there is a tendency to a weakening of continental features of

vegetation and a strengthening of oceanic ones. The vast lake influence was probably active also in the earlier periods of time. However, principally it was subordinated to the general regularities of the global climate change provoked by the processes which took place in the Polar Basin. It was proved by the new data of palynological investigations.

#### CHRONO- AND BIOSTRATIGRAPHY OF ALLUVIAL AND COLLUVIAL SEDIMENTS

For the first time for this inner-continental region, a series of sections was described, palynological analysis of the samples was made, and a series of  $^{14}\text{C}$  datings of the first fluvial terraces above the flood-plain and colluvial sediments of the Elgygytyn Lake frame was obtained. By the large tree remains in the sections we may suppose that at the final stages of relief development there were considerable climatic variations in the region.

The spore-pollen spectrum and the  $^{14}\text{C}$  datings of fluvial and flood plain facies of alluvium of river terraces, and also colluvium characterize the stages of vegetation development at the end of the Pleistocene, Boreal and Atlantic periods of the Holocene.

1. The mouth of the first left affluent of the Enmyvaam River (1.7 km to the south of the Elgygytyn Lake), the first fluvial terrace is 2.5-3.0 m high. This terrace was of great interest for the investigators because of the presence of large shrub roots and branches here, that are absent in the modern plant cover. The section has the following composition: on the bottom, near the water edge there is an ice vein about 0.5 m thick. The ice is vesicular, and bedded. The vein is intruded into the grey, poorly rounded coarse gravel that includes many non-rounded fragments, thin lenses and bands of plant detritus (0.35 m). The coarse gravel is overlapped by a the particoloured bedded thick unit which is the alternation of bands and lenses of yellow-grey inequigranular sand, sandy loam, loam with bands and lenses of brown, sharply smelling peat and plant detritus with large shrubs roots and branches (*Alnus*) (0.35 m). Three  $^{14}\text{C}$  datings are obtained for the wood from this horizon:  $9250 \pm 90$  (MAG-1477);  $9125 \pm 30$  (MAG-994);  $8120 \pm 25$  (MAG-1478). The thick unit is essentially loamy above the section. The bands and lenses of peat are of yellow-brown colour, tree remains are rare (0.4 m). From this horizon we have obtained  $^{14}\text{C}$  datings  $7770 \pm 50$  (MAG-1480) and  $6620 \pm 30$  (MAG-1476). The horizon is overlapped by ferruginated loam with thin humus bands containing grass stems and roots (0.7 m). The section closes the pale-yellow-grey loess-like loam that is penetrated by the roots of grasses and small low shrubs (0.2).

We distinguish three types of spore-pollen spectra in the section: 1.8-1.35 m (zone A), 1.35-0.85 m (zone B), 0.85-0.0 m (zone C). Pollen of alder and birch shrubs prevails in the spectra (50-60%). Pollen of alder and dendritic birches, *Pinus Pumila* was found (Fig. 2). The accumulation of the major part of the alluvial thick unit took place in accordance with the scheme of Blitta-Sernandera (Khotinsky, 1977)

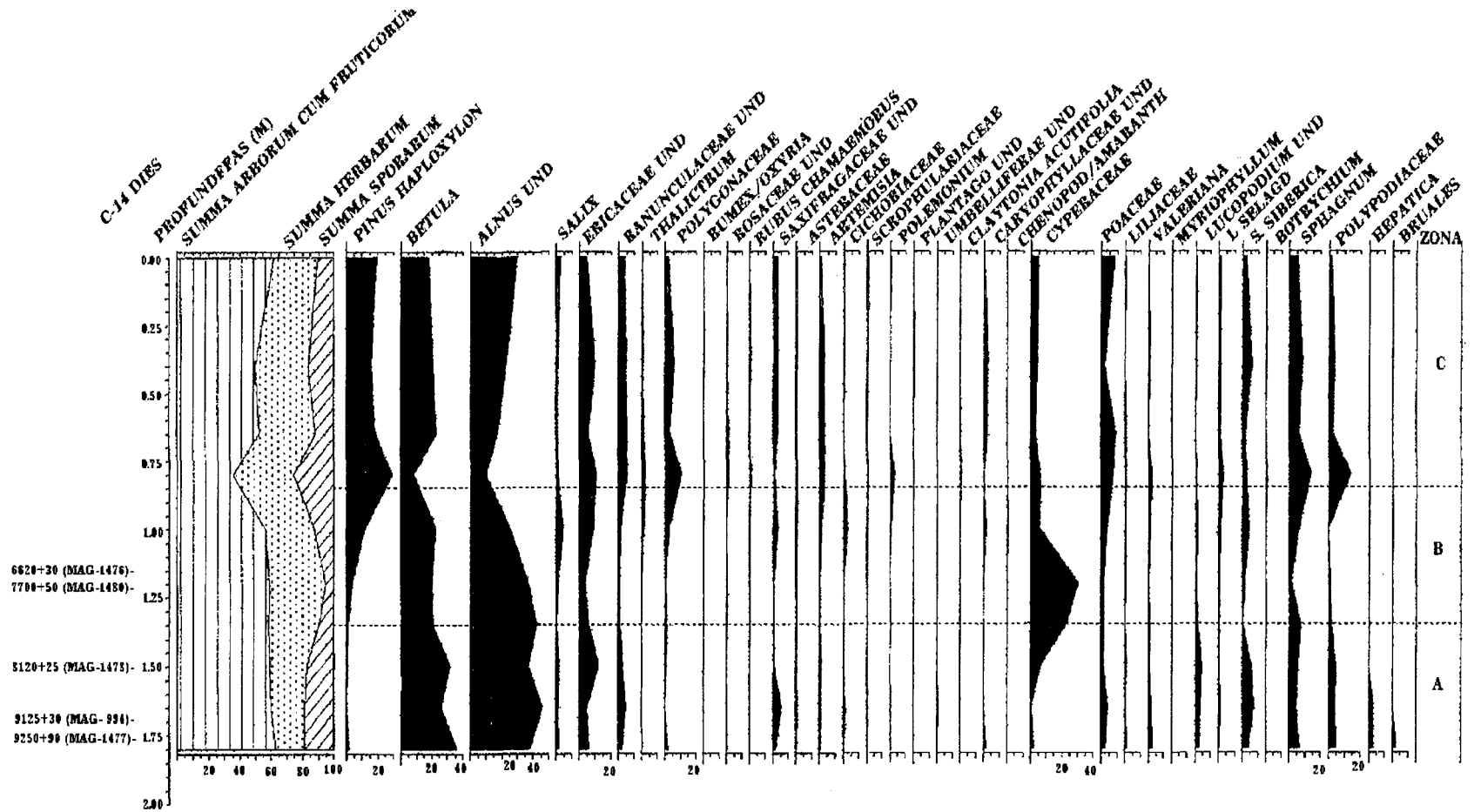


Fig.2. Spore-pollen diagram of sediments along the section of the Enmyvaan River terrace (river head) 2.5 m height.

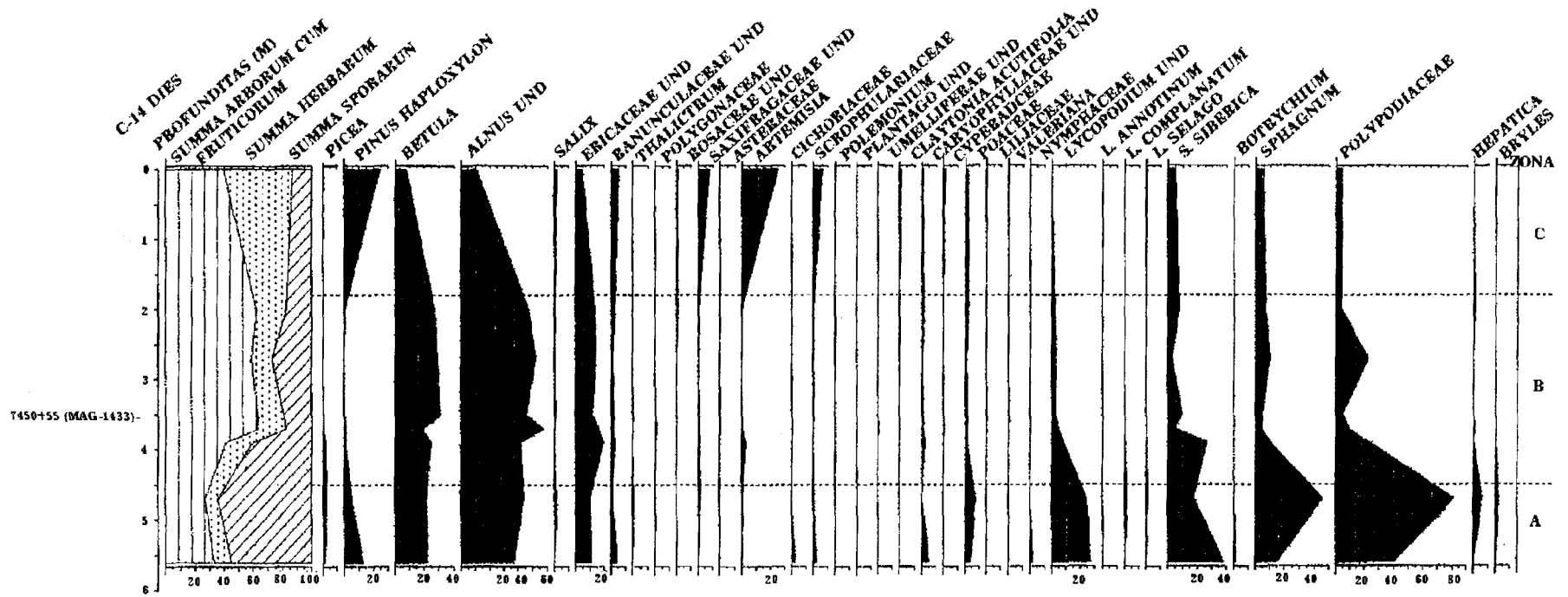


Fig.3. Spore-pollen diagram of alluvial sediments along the section of the Enmyvaan River terrace (up-stream) 7-9 m height.

during the Boreal period of the Holocene and finished in the Atlantic period. The vegetation of the Boreal period may be characterized as a large shrub birch-alder tundra with elements of birch forests. Gradual increasing of *Pinus Pumila* pollen was observed in the spectra from the upper horizons of the thick unit. This peculiarity is characteristic mainly of the coastal regions of the Polar basin (Khotinsky, 1977; Kaplina, Lozhkin, 1982; Ivanov et al., 1984). It was established that the pollen of *Pinus Pumila* is abundant only in sediments dated not younger than 6600 years ago. Its increasing percentage is usually explained by the distribution of this shrub in the mountain massifs adjacent to the lowlands. It is supposed that the spreading of this shrub was due to the lowering of summer temperatures, and the increasing of snow cover in winter resulted in more favorable conditions for its growth.

2. The left bank of the Enmyvaam River (45 km to the south of the Elgygytyn Lake), the alluvial terrace, is 7-9 m in height. The socle (4.0 m) represented by Cretaceous tuff-conglomerates occurs at the terrace bottom. The socle is overlapped by a coarse-laminated large pebble-bed of fluvial facies (2.0 m). The paticoloured thick unit of sediments represented by gravel, inequigranular sand, sandy loam interbedded with plant detritus, containing large fragments of trunks and branches of trees and shrubs (3.5 m), occurs on the pebble-bed with the traces of washout.  $^{14}\text{C}$  dating  $7450 \pm 55$  (MAG-1433) is obtained from the wood fragment of this horizon at a depth of 3.6 m. The horizon (0.5 m) of nonbedded loess-like loam closes the section.

The spore-pollen spectra (Fig.3) testify to the accumulation of fluvial alluvium from the section bottom at the end of the Late Pleistocene (zone A) and the accumulation of sands of the flood plain facies that overlapped the section during the Atlantic period of the Holocene (zones B and C). The vegetation of this time was represented by a large shrub alder-birch forest tundra that probably included small groves of dendritic birches.

3. The piedmont plain setting off the Elgygytyn Lake. Rock debris colluvial sediments and bog, compactly pressed peat overlapping them occur in the river head of a small intensely cutting creek 2 km long, in a precipitous bench 2-2.5 m high. Colluvium (0.7 m) is represented by individual blocks, angular fragments, rock debris, gruss in a strongly icy loamy-sandy loam aggregate. Over the section the slope-line sediments are interbedded with bog sediments represented by reddish-brown condensed peat consisting of poorly decomposed stems of grassy plants (0.65 m) that occur horizontally. The bog sediments are overlapped by pale yellow-grey loess-like loam that includes rare nonrounded fragments and rock debris (0.4 m).  $^{14}\text{C}$  datings  $5080 \pm 35$  (MAG - 1335) and  $4850 \pm 400$  (MAG - 1334) were obtained from the low and upper parts of peat horizon. These datings are accompanied by spore-pollen spectra (Fig.4) that characterize the vegetation type which existed in the Elgygytyn Lake region during the final stage of the Atlantic

period. Communities of alder, shrub birches and Ericales, probably, with *Pinus Pumila* (up to 20%) prevailed in the spectra. The vegetation is characterized as a large shrub tundra. The composition and peculiarities of the spore-pollen spectra show that during the final stages of the Atlantic period climatic conditions in the region began to change with the fall of temperature and abundant winter snow.

## DISCUSSION

Up to the present time in the paleogeographic reconstructions of the Holocene in the North-East, data on several sections of alluvial, lake-bog and alassy sediments in some main considerably separated from each other regions were used. These regions are Central-Kolyma, Primorsk lowlands of Yakutia, islands of the East Siberian Sea, and northern Priokhotye (Khotinsky, 1977; Lozhkin, Kazakova, Titov, 1982; Shilo, Lozhkin et al., 1983, Lozhkin, 1987).

It was established that in the regions with different climate types: moderate-continental, sharply continental, subpolar - the process of change from the last fall of temperature to the Holocene optimum and the time of this change manifestation in the region took place in different ways. For example, in the Kirgilyakh creek basin (Shilo, Lozhkin et al., 1983) located in the continental Central-Kolyma region climate was sharply continental during the whole Holocene. Modern pollen floras have been similar to subfossil ones, beginning from 7500 years ago. The Holocene optimum in this region was slightly revealed.

On the contrary, in the Primorsk lowlands of Yakutia and on the islands of the East Siberian Sea climatic variations were great (Kaplina, Lozhkin, 1982; Klimanov, 1989). 8500 years ago the deviations of annual temperatures were 2-3°. The data of palynological analysis together with the  $^{14}\text{C}$  datings show an essential rise of temperature and the advance of forest plants to 69-71° latitudes. Just at these latitudes stems of large shrubs and high-stem birch dated at 10-7 thousand years ago were found in the sections. At the present time the northern boundary of high-stem birch spreading is in the latitude of 68° N (Voroshilov, 1966). In Atlantic sediments wood macroremains were not found. Spectrum analysis of numerous sections shows that in the second half of the Atlantic period landscape zonation was close to the modern one.

We have analyzed several sections in the Chaun lowland and the Amguema River mouth. This analysis is accompanied by  $^{14}\text{C}$  datings (Ivanov et al., 1984). In the spectra one can see a distinct change of plant cover character associated with the rise of temperature. This change is similar in time to the phenomena which took place on the Primorsk lowlands of Yakutia. Remains of trees and large shrubs dated 10400-8400 years ago were found in the sections.

On the coast of the Bering Sea located in the zone of subpolar climate in the Loren River valley similar to the Chaun lowland (Davidovich, Ivanov, 1976; Ivanov, 1982) spectra dated 8800-8500 years ago show the spreading of

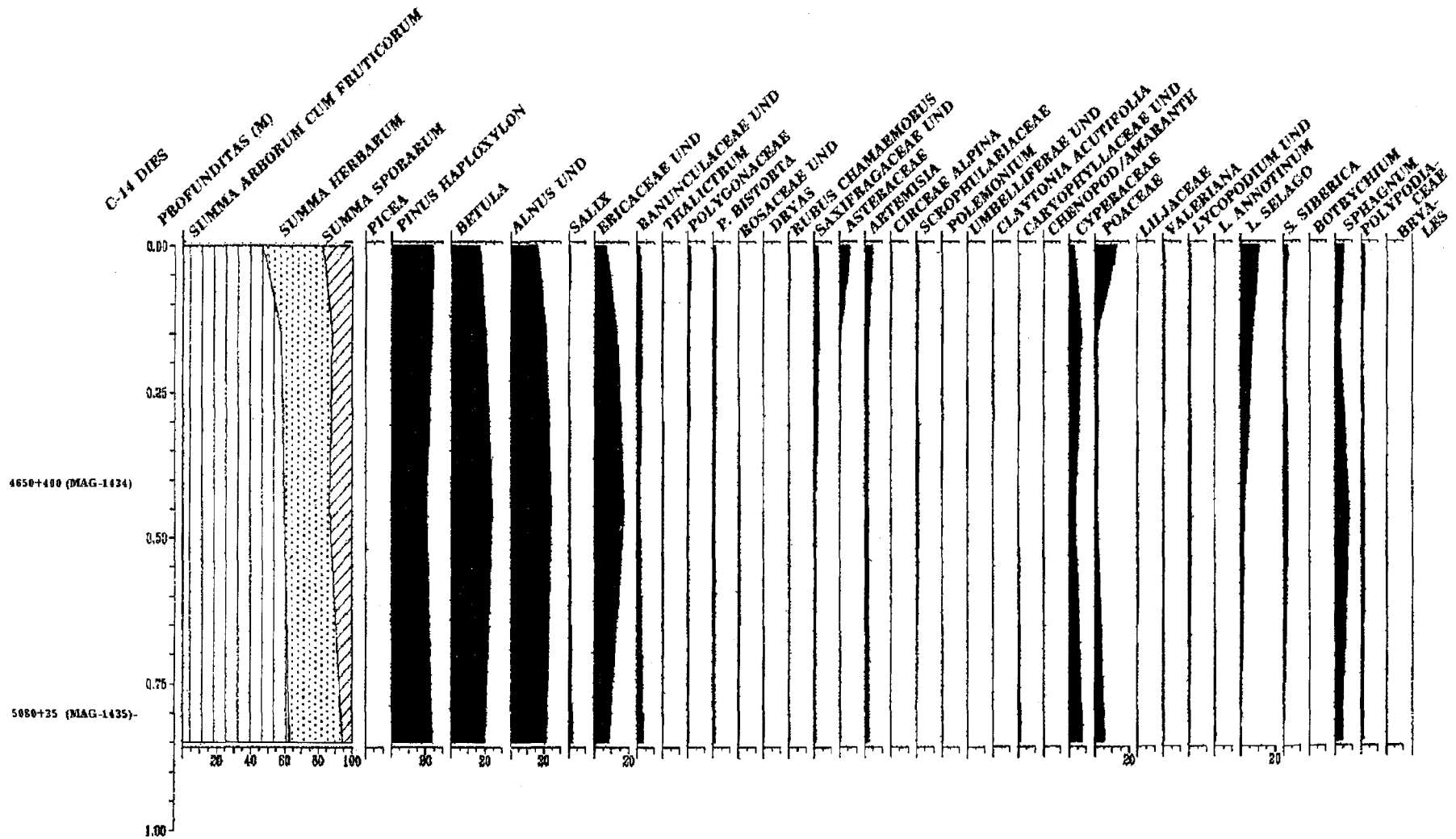


Fig. 4. Spore-pollen diagram of colluvial sediments in the flange of the Elgygytyn meteoritic crater.

brushwoods of shrub birch and Ericales shrubs. This region is characterized as Arctic tundra. Paleobotanical data show the improvement of climatic environment in the Boreal period. However, this improvement was not so distinctly expressed as in the coastal regions of the Polar basin.

The reconstructed landscapes of several periods of the Holocene in the Elgygytyn Lake region, in spite of its relatively continental position, show the considerable similarity to the landscapes of the East Siberia and Chukchi Seas. Thus, we may suppose that decomposition of the Bering land bridge about 12 thousand years ago (Hopkins, 1976) with the increase of the sea level resulted in the ingress of relatively warm waters of the Bering Sea into the seas of the Polar basin. An essential rise in temperature resulted in dispersion of forest vegetation both in the coastal lowlands and in the mountain regions of northwestern Chukotka, considerably remote from the sea.

The gained data also made it possible to solve some problems of the development history of the Elgygytyn basin. In the flanges of the basin containing the lake, I.A. Nekrasov (1958, 1963) distinguished fragments of lake terraces of several levels. Our observations (Glushkova, 1993) have shown that the first lake terrace of a 2.5-3.0 m level is correlated with the same level of the first fluvial terrace above the flood-plain of the Enmyvaam River-head and the 7-9 m level of the Enmyvaam up-stream. Therefore, the time of its formation is the end of the Late Pleistocene - beginning of the Holocene.

New data on chrono- and biostratigraphy of alluvial and lake terraces are also very important in connection with the problem of Late Pleistocene glaciation study. Correlation of the Enmyvaam River terraces with those of rivers in the nearby Anyui and Ekityk glacial regions (Glushkova, 1982; Glushkova, 1994) makes it possible to show glaciation dynamics more completely. However, data on absolute datings of these nearby regions are absent now.

### CONCLUSION

Finally, we want to stress that up to the present time northwestern Chukotka is one of the least studied regions in its Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleogeography. The obtained data on paleoclimate and vegetation of the Holocene make it possible to outline the character of climatic variations and their succession.

The comparison of paleobotanical data with the data on other regions of the North-East shows a similarity in chronological succession and climate characteristics of the Boreal and Atlantic periods with the Primorsk lowlands of Yakutia. We may also distinguish the essential differences with the Central-Kolyma region. The established strong contrast of climatic changes of the first half of the Holocene is associated with the global transformation of the processes of circulation that were spread to the coastal regions as well as to the inner-continental regions of the Chukchi Peninsula.

According to the data on chrono- and biostratigraphy of alluvial and colluvial sediments we distinguish the Elgygytyn Lake region as a reference one in the determination of succession of nature-climatic events in the Holocene and in carrying out paleogeographic reconstruction. These data make it possible to refine Holocene stratigraphy and follow the relief formation history at the final stages of its development, to carry out correlation with the Elgygytyn Lake terrace and thus, to gain the additional information about this unique lake.

### ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank I.V. Glazatov for assistance in the collecting of data, B.V. Belaya for consultations in the determination of spore-pollen spectra composition, M.A. Trumpe for assistance in the computer typesetting and drawing up the diagrams, and Ye.P. Burak for translation.

### REFERENCES

- Belyi V.F. The Elgygytyn Lake basin, and some associated problems. In: Natures of the Elgygytyn Lake (problems of study and preservation). Magadan, 1993. NEISRI FEB RAN, pp.10-25. (in Russian).
- Belyi V.F. The Elgygytyn Lake basin - meteoritic crater or geological structure of the newest stage of Central Chukotka development. Pacific Geology. 1982, No 5, pp.85-91. (in Russian).
- Davidovich T.D., Ivanov V.F. Climate of the coastal regions of eastern Chukotka in the Late Pleistocene-Holocene. In: Geocryological conditions of Upper Pleistocene and Holocene sediments formation in the USSR North-East. Magadan, 1976, pp. 22-33. (Tr. NEISRI DVNTs AN SSSR, v.74). (in Russian).
- Glushkova O.Yu. Glaciation of the territory of the USSR North-East at the end of the Late Pleistocene. In: Nature development of the USSR in the Late Pleistocene-Holocene. Moscow: Nauka, 1982, pp.78-82. (in Russian).
- Glushkova O.Yu. Geomorphology and relief development history of the Elgygytyn Lake region. In: Nature of the Elgygytyn Lake (problems of study and preservation). Magadan, 1983, NEISRI FEB RAN, pp. 62-82. (in Russian).
- Glushkova O.Yu. Paleogeography of Late Pleistocene glaciation of northeastern Asia. 1992 Proc. Intern. Conf. on Arctic Margins. Edited by: Dennis Thurston, Kazuya Fujita. Anchorage, Alaska, August. 1994. pp. 339-344. (in Russian).
- Gurov Ye.P., Gurova Ye.P. Geological composition and shock metamorphism of volcanogenic rocks of the Elgygytyn meteoritic crater. Preprint 81-4. Kiev: IGN AN USSR, 1981, 61p. (in Russian).
- Gurov Ye.P., Valter A.A. et al., Explosive Elgygytyn meteoritic crater in Chukotka. Dokl. AN SSSR, 1978, v.240. No 6 pp.1407-1410. (in Russian).

Hopkins D.M. The history of the sea level in Beringia for the last 250 thousand years. In: Beringia in the Cenozoic (Mat. Vses. Simp.), Vladivostok, 1976, pp. 9-27.

Ivanov V.F. Paleogeography of Late Pleistocene and Holocene of the Eastern Chukotka coast. In: Frost-geological processes and paleogeography of northeastern Asia lowlands. Magadan, 1982, pp. 82-86. (in Russian).

Ivanov V.F., Lozhkin A.B., Kalnichenko S.S., Kyshtymov A.I., Narkhinova V.Ye, Terekhova B.Ye. The late Pleistocene and Holocene of the Chukchi Peninsula and northern Kamchatka. In: Geology and minerals of northeastern Asia. Vladivostok. DVNTs AN SSSR, 1984, pp.33-42. (in Russian).

Impactites (Ed. Marakushev A.A.) MGU, 1981, 240p.

Kaplina T.N., Lozhkin A.V. The history of vegetation development of Primorsk lowlands in Yakutia in Holocene. In: Characteristics of nature development in the USSR in the Late Pleistocene- Holocene. Moscow: Nauka, 1982, pp.207-220. (in Russian).

Khotinsky N.A. The holocene of northern Eurasia. Moscow: Nauka, 1977, 200p. (in Russian).

Klimanov B.A. Paleoclimatic reconstructions in the USSR in the major thermal maxima of the Holocene (from palynological data). In: The pleistocene of Siberia. Stratigraphy and interregional correlations. Novosibirsk. Nauka. Sib. Otd., 1989, pp. 131-136. (in Russian).

Kozhevnikov Yu.P. Geology of Chukotka vegetation. L.: Nauka, 1989, 176 p. (in Russian).

Kozhevnikov Yu.P. Vascular plants of the Elgygytyn Lake. Nature of the Elgygytyn Lake (Problems of study and preservation). Magadan. 1993. NEISRI FEB RAN, pp.62-82. (in Russian).

Lozhkin A.V., Kazakova G.P., Titov E.E. Age and paleogeographic environments of the loose sediments formation in the Kirgilyakh creek valley (up-stream of the Kolyma River). In: Palynological methods in stratigraphy and paleogeography. Magadan. 1982. NEISRI DVNTs AN SSSR, pp. 116-127. (in Russian).

Lozhkin A.V. Geochronology of the Late Anthropogene of the USSR North-East. New data on chronology of the Quaternary period. Moscow: Nauka, 1987, pp. 172-179. (in Russian).

Nekrasov I.A. Expedition to the Elgygytyn Lake. In: Problems of the North. N 1. Moscow. AN SSSR, 1958, pp.360-370. (in Russian).

Nekrasov I.A. Origin and history of the Elgygytyn lake basin. Geol. and Geophys. 1963, N 1, pp.47-59. (in Russian).

Shilo N.A., Lozhkin A.V., Titov E.E. Shumilov Yu.V. Kirgilyakh mammoth. Paleogeographic aspect. Moscow. Nauka, 1983, 214 p. (in Russian).

Voroshilov V.N. Flora of the Soviet Far East. Moscow: Nauka, 1966, 478 p. (in Russian).

*О.Ю.Глушкова, А.В.Ложкин, Т.Б.Соломаткина*

#### **СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ О.ЭЛГЫГЫТГИН В ГОЛОЦЕНЕ, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЧУКОТКИ**

В статье приводятся разрезы аллювиальных и коллювиальных отложений бассейна о.Элгыгытгин и верхнего течения р.Энмиваам. Представлены результаты палинологического анализа, подтвержденные серией углеродных датировок. Обобщены новые данные о распределении элементов лесной растительности в континентальных районах северо-западной части Чукотки в бореале и начале атлантического периода голоцена.



**WORKSHOP ON QUESTIONS OF ARCTIC ICE SHEET  
DEVELOPMENT, GROSSWALD'S VISION, AND IMPLICATION  
FOR PALEOCLIMATE INTERPRETATIONS**

*Terence J. Hughes*

*Institute for Quaternary Studies and the Department of Geological Sciences University of Maine, Orono,  
ME 04469, USA*

This workshop followed ICAM Symposium 2A: Late Cenozoic History of Beringia. There was a sharp discussion on the Grosswald's vision on formation of single ice sheet in Arctic during the last glacial maximum. This sheet consisted of continental ice covers: Laurentide and Cordilleran in North America, Greenland and Scandinavian ones. It also included marine ice covers - Innuitian Ice Sheet over the Queen Elizabeth Islands in Arctic Canada and the Barents Ice Sheet in the Barents Sea, and problematic ice sheets in the Kara, Laptev, East Siberian, and Chukchi Seas of Arctic Siberia. In Grosswald's vision, all of these ice sheets were ice domes of the Arctic Ice Sheet. The Arctic Ice Sheet behaved as a single dynamic system. It reached mid latitudes and impounded rivers that now flow into the Arctic. Therefore, the Arctic Ice Sheet formed large lakes and peculiar grassy plant communities on the vast territories.

This workshop followed ICAM Symposium 2A: Late Cenozoic History of Beringia-New Developments. Discussion leaders at the workshop were Terence Hughes and Patricia Anderson. Workshop participants included participants in Symposium 2A and other interested scientists.

Grosswald's vision is presented in Fig. 1. Grosswald believes that a single Arctic Ice Sheet existed at the last glacial maximum. It consisted of long-recognized continental ice sheets, the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets in North America, the Greenland Ice Sheet, and the Scandinavian Ice Sheet; newly investigated marine ice sheets, the Innuitian Ice Sheet over the Queen Elizabeth Islands in Arctic Canada and the Barents Ice Sheet in the Barents Sea; and problematic ice sheets in the Kara, Laptev, East Siberian, and Chukchi Seas of Arctic Siberia. In Grosswald's vision, all of these ice sheets were ice domes of the Arctic Ice Sheet. Moreover, ice shelves floating over deep basin in the Arctic Ocean, Baffin Bay, and the Labrador, Greenland, and Norwegian Seas connected and drained the ice domes. Therefore, the Arctic Ice Sheet behaved as a single dynamic system, as does the Antarctic Ice Sheet today. The main difference is that ice shelves float around the perimeter of the Antarctic Ice Sheet, not at its center, because a continent lies at the South Pole, whereas an ocean lies at the North Pole.

The circum-arctic continents allow an Arctic Ice Sheet to reach mid latitudes and to impound rivers that now flow into the Arctic. Therefore, large proglacial lakes formed in Siberia. East of Verkhoyansk Mountains, these lakes spilled over into the Sea of Okhotsk. West of the Verkhoyansk Mountains, the lakes spilled over into the Aral, Caspian, and Black Seas, which were linked by other spillways to the Mediterranean Sea. This transformed central Asia into a grassy steppe that was much different from the semi-arid desert that exists today.

It is in postulating marine ice domes that formed on the Arctic continental shelf of Siberia, transgressed onto the Siberian Arctic coastal plain, and dammed Siberian rivers now flowing into the Arctic Ocean, thereby creating huge lakes that transformed central Asia from a semi-desert into a grassy steppe, that Grosswald's vision differs from the conventional view of Siberia during the last glacial maximum. In the conventional view, presented in Fig. 2, the Arctic continental shelf and coastal plain of Siberia were tundra, glaciation was restricted to ice caps on the larger present-day Arctic islands, the Putorana and Anadyr Plateau, and Taimur Peninsula of north central Siberia, and mountain glaciers in the highlands of northeastern Siberia. There were no large ice-dammed lakes, and Siberia was generally more arid than it is today.

Most of those holding the conventional view will concede that Grosswald's view of Siberian glaciation is supported by undated glacial geology that is probably of Quaternary age. Much of this glacial geology, in Siberia and elsewhere, lies far south of the limits that Grosswald assigns to the last glacial maximum in Fig. 1. Therefore, the basic mystery for these Quaternary scientists is why does Siberian glaciation resemble versions of Fig. 1 during some Quaternary glaciations and resemble Fig. 2 during other Quaternary glaciations, including the last glacial maximum? Grosswald would reply that a version of Figure 1 exists during every maximum of Quaternary glaciations.

At the workshop, this debate was placed in the large context of what controls climatic stability on our planet. On the one hand, Earth's climate can be viewed as being in fundamentally stable equilibrium. In this case, primary scientific interest concentrates on the maximum perturbations of climate within a system that is basically stable. These would be times when the slope of a climate

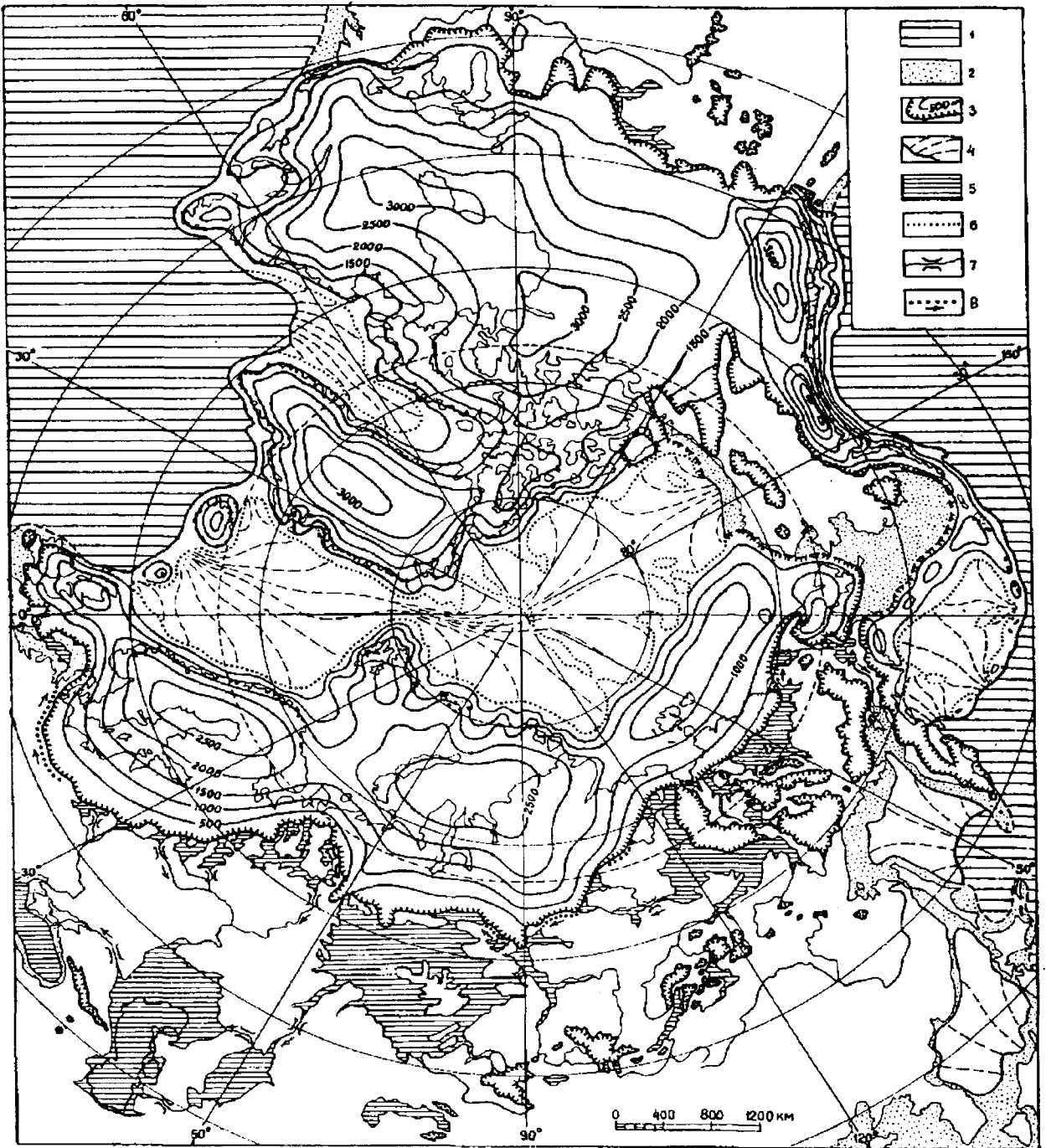


Fig. 1 Groszwald's view of the last glacial maximum in the Northern Hemisphere. From Groszwald, Fig. 4 (1988).

Fig.4 Polar ice sheets, mountain glacier complexes and proglacial drainage system in the Northern Hemisphere during the height of the last glaciation, 17 to 21 thousand years ago - Model of 1988.

1 - glacier free ocean; 2 - emerged continental shelves; 3 - ice sheets, glacier complexes; 4 - floating ice shelves; 5 - ice dammed and other melt water lakes; 6 - grounding lines of the ice shelves; 7 - major spillways; 8 - proglacial drainage (Ustromtjler) and direction of water flow.

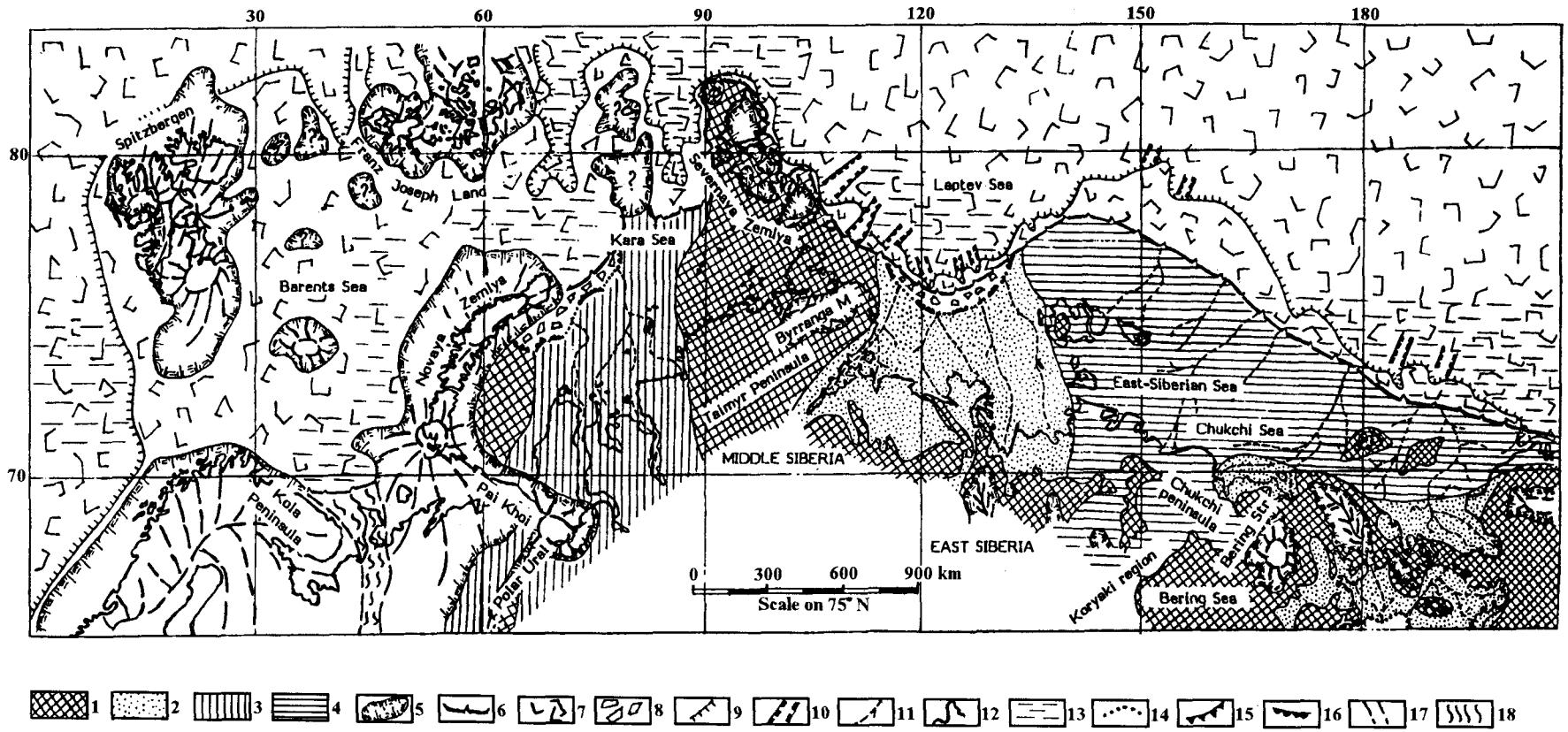


Fig. 2 The standard view of the last glacial maximum in Siberia. From Bitjukov and others, Fig. 1 (1988).

Fig.1 Paleogeographic schematic map of the coast and shelf of North Eurasia during the last glaciation (18,000 yr B.P.).

- 1 - highlands, denudation plains; 2 - alluvial plains; 3 - alluvial-fluvioglacial-lacustrine plains; 4 - loess-ice plains; 5 - glaciers; 6 - margin of pack-ice; 7 - sea pack-ice; 8 - seasonal ice; 9 - shelf edge; 10 - submarine canyons; 11 - paleorivers; 12 - modern coastline; 13 - regions of intensive under-ice clay-sedimentation; 14 - accumulative shores (18,000 yr B.P.); 15 - abrasion shores (18,000 yr B.P.); 16 - thermoabrasion shores (18,000 yr B.P.); 17 - boundary of aggradation of the neighbouring glaciers; 18 - zones of aggradation of glaciers.

versus time curve was zero. During the Quaternary, such times with a period of about 100,000 years were glaciations and interglaciations. Other such times were stadials and interstadials within glaciation cycles that correlate with cycles of tilt and precession of Earth's rotation axis, repeating every 41,000 years and 19,000 to 23,000 years, respectively. This view of Earth's climate was the unstated assumption that drove worldwide field studies undertaken by CLIMAP (Climate: Long-range Investigation, Mapping, And Prediction), as part of the 1970-1980 International Decade of Ocean Exploration. The field data were used by CLIMAP scientists as input to computer models that simulated general atmospheric circulation during the last glacial maximum (18 ka BP) and the last interglacial maximum (125 ka BP). The investigations led to maps of global climates at these past times and belief that future climatic changes could be predicted by computer models that calculated future insolation changes caused by known periodicities of Earth's axial tilt and precession, and the eccentricity of Earth's orbit.

On the other hand, and in sharp contrast to the assumption that Earth's climate is fundamentally stable, is the assumption that Earth's climate is fundamentally unstable, always seeking but never finding stable equilibrium. If this view is correct, the parts of climate versus time curve that are critical are not climatic maxima and minima when the slope of the curve is zero. Instead, it is the times when the slope is greatest; the greatest positive slopes coming out of a major glaciation or out of stadials within a glaciation, and the greatest negative slopes going into a major glaciation or into a stadial within a glaciation. These are times when Earth's climate is changing most rapidly and, therefore, are times when the fundamental instability of Earth's climate is manifested most drastically, and when the forces causing instability are most out-of-control. What is truly frightening about this view of Earth's climate is the possibility of a runaway climate that could transform Earth's environment into ones that exist on our neighboring planets, either the thin atmosphere and frigid surface of Mars or the thick atmosphere and torrid surface of Venus. Both extremes would render Earth uninhabitable. These fears are legitimate. Evidence of former river erosion is widespread on Mars, so once it had an atmosphere and climate more like ours.

In support of the view that Earth's climate is fundamentally unstable, high resolution of climate records from ocean-sediments and ice-sheet cores reveal irregular climatic fluctuations as drastic as major *glaciations, but lasting only a few millenia and reversing within perhaps a decade*. The timing and magnitude of these fluctuations are not predictable.

It is against this backdrop that Grosswald's view and the conventional view take on global significance. Grosswald's view is a better fit to the model of fundamental climate stability. Each cycle of global cooling produced a

predictable cycle of Siberian glaciation. The conventional view is a better fit to the model of fundamental instability of Earth's climate. Any given cycle of global cooling, itself unpredictable, may or may not produce extensive glaciation in Arctic Siberia.

During the workshop, Alaskan glaciation was discussed as a possible analog to Siberian glaciation/ Stephen Roof and Julie Brigham-Grette noted that Pleistocene glaciation in Alaska was greatest, even reaching present-day sea level in Kotzebue Sound, when the insolation gradient was greatest between the Equator and the North Pole, and the summer cooling rate at high latitudes was greatest. These are conditions of most rapid change, one with latitude and one with time, and they occurred during four of the seven major Pleistocene glaciations, but not during the last glacial maximum. These were times when mountain glaciers expanded in Alaska, however, whereas Grosswald proposes glaciations by marine ice sheets that transgressed from Arctic continental shelves onto Arctic coastal plains.

Grosswald's marine ice sheets should isostatically depress Arctic coastlines. Coastal erosion presently is rapid along the northwestern Alaskan shoreline, so that marine sequences ranging from 10 m to 60 m high are exposed in coastal cliffs and river banks, with the lowest believed to have formed during the last interglacial and the highest believed to be Pliocene in age. David Carter presented the conventional view that these marine exposures formed when partial or total collapse of present-day ice sheets caused global sea level to rise. Total collapse of the Greenland, West Antarctic, and East Antarctic Ice Sheets could raise sea level by 7, 6 and 60 m, respectively. Marine deposits at elevations in this range are found in New Guinea, New Zealand, on the US Atlantic coast, on Barbados, in England, and elsewhere, as well as along the northern and western coast of Alaska. David Hopkins noted, however, that the Alaskan marine exposures are not "bathtub rings" of uniform height for a given age, as would be required for globally rising sea level along stable coastlines. In addition, the stability of the Antarctic Ice Sheet is in dispute. A major school of thought, presented in Volume 75A of *Geografiska Annaler* (1993), makes the case that the East Antarctic Ice Sheet has been stable since the Pliocene. The opposing school argues for partial collapse of the East Antarctic Ice Sheet at times during this period. However, none of the Antarctic Quaternary geologists argue for a total collapse of East Antarctic ice that is needed to raise global sea level by 60 m.

This consensus among Antarctic field workers, the lack of a "bathtub ring" chronology along the Alaskan Arctic coastline, and the tectonic stability of this coastline since the Pliocene leave room for the possibility that marine ice sheets formed in the Chukchi Sea, and then advanced eastward onto the Alaskan coastal plain and southward into the Bering Sea, isostatically depressing the coastline such that postglacial isostatic rebound was responsible for at least some of the high marine deposits. Since the marine ice sheet

would advance over permafrost in Alaska, little or no glacial geology would be produced and, in fact, none has been reported. Grosswald, however, argues that longitudinal and transverse lineations associated with oriented and beaded lakes on the Arctic coastal plain west of Point Barrow record marine ice-sheet transgressions in Arctic Alaska. He finds these lineations at isolated sites from the Lena River delta in Siberia to the Mackenzie River delta in Canada, and everywhere they are consistent with a marine ice sheet transgressing from the Arctic continental shelf onto the Arctic coastal plain.

Julie Brigham-Grette and Patricia Heiser noted that the snowline in Bering Strait at the last glacial maximum rose from Chukchi Peninsula in Siberia, across Saint Lawrence Island, to Seward Peninsula in Alaska. This raised doubt that absence of extensive mountain glaciation in Alaska during the last glaciation can be a reliable proxy for a concomitant lack of mountain glaciation in northeastern Siberia. This is important, because Grosswald believes that marine ice-sheet transgression was much more extensive in Siberia than in Alaska at the last glacial maximum, see Figure 1, and an advancing marine ice sheet should depress the snowline on mountain glaciers in the region.

Among Russian scientists at the workshop, Sergie Zuev pointed out that yedoma on the Siberian lowlands of the Yana, Indifirka, and Kolyma Rivers consists of general stratigraphic sequence consisting of an upper 5 m of tundra 12,500 years old at the base, overlying 21 m of yedoma formed from loess 27,400 years old at the base, overlying 21 m of lacustrine yedoma 39,000 years old at the base, overlying more yedoma formed from loess. *In situ* grass is found in the loess yedoma, along with extensive ice wedges and lenses. This stratigraphy would date Grosswald's ice-dammed lake in these lowlands, shown in Fig. 1, at between 39,000 BP and 27,400 BP, about 10,000 years prior to the last glacial maximum. Victor Ivanov noted that he had personally walked along this entire coastline, and had investigated all the arctic islands in the East Siberian and Chukchi Seas. He said that raised marine beaches were common, but they were low, and perennial sea ice impinged on these shorelines throughout the Pleistocene, suppressing the wave action that forms beaches. This opens the possibility that a marine ice sheet could have existed in these seas during the last glacial maximum, it advanced over the Yana, Indigirka, and Kolyma lowlands as a frozen-based ice sheet that did not impound large lakes because the environment was too dry, and beaches did not form during subsequent postglacial isostatic rebound because sea ice suppressed beach formation. Subsequent active cryogenic processes in the yedoma would have obscured or destroyed the limited glacial geology that was produced, or it could be buried under Holocene loess deposits.

Grosswald deals with this paradox of a marine ice sheet that leaves little or no trace by postulating two types of coastal zones. A coastal zone of the Norwegian type, which

includes Svalbard, is narrow and lies between the marine ice sheet and the open ocean. The coastal zone is strongly downwarped by the ice sheet, so every step of ice retreat is immediately recorded in marine shoreline in direct contact with the open sea, so contemporary marine fauna are deposited *en masse* on the shorelines. As a result, high flights of raised beaches are formed and yield clear radiocarbon ages. A coastal zone of the Siberian type, on the other hand, lies between the marine ice sheet and the mainland. The ice margin is minimally depressed, and may even be uplifted as asthenospheric rock is squeezed landward by the ice overburden. The open ocean cannot gain immediate access to the retreating ice margin. Therefore, beach formation is both subdued and delayed. If proglacial lakes exist, their outburst will be sporadic as the retreating ice exposes different spillways. These constraints create extensive lacustrine terraces containing marine faunas that are recycled with each glaciation cycle, and perhaps during stadials within glaciation cycles. The purely marine terraces would be low and would contain fauna that were contemporary with the advent of seasonal sea ice, instead of with the retreating marine ice sheets. Dating the recycled shells would lead to a spurious glacial chronology.

Grosswald's explanation accounts for dates of late glacial age on the Arctic islands and coastal mainland of Siberia, as well as the widespread marine deposits. As the marine ice sheet moved over preglacial marine sediments, they would be eroded, entrained, transported landward, and dumped in proglacial lakes or as glacial outwash, leaving a blanket of old-age fossil-rich sediments having marine geochemistry. These processes would be greatly attenuated if the bed was frozen. Grosswald's explanation also accounts for the high raised beaches, despite the absence of glacial geology, that formed during retreat of the marine Innuitian Ice Sheet over the Queen Elizabeth Islands of Arctic Canada. Being an island archipelago, the coastal zones were of the Norwegian type, so flights of raised beaches formed during deglaciation and had contemporary early Holocene radiocarbon ages. Since thick permafrost blankets the Queen Elizabeth Islands today, however, the coastal zone was of the Siberian type in the sense of being a frozen bed which did not permit most of the processes that produce glacial geology.

The workshop began with a group discussion of these problems and concepts, and ended with discussions among individuals that dealt with specific geographic areas or specific processes. From all these discussions, an awareness emerged of the extreme complexity and vulnerability of the Siberian Arctic environment. This was demonstrated most dramatically in the discussion by Anatoly Lozhkin and Patricia Anderson of pollen records cored from diverse lakes in northeast Siberia. These cores revealed that stable early and late Wisconsin glacial environments were highly unstable during the mid Wisconsin, when the Siberian

climate seemed to fluctuate wildly between glacial and interglacial extremes.

Many participants moved toward a consensus that the two views of Siberian glaciation, Grosswald's view and the standard view, must be resolved because of the implications each holds regarding the fundamental stability or instability of global climate. Arctic Siberia was seen as a natural laboratory within which Earth's climatic stability could be investigated at its most vulnerable exposure to numerous forcing mechanisms; notably, changes in insolation, snowline elevations, sea level, sea ice, and glacioisostasy. Moreover, the Siberian history of climatic stability is accessible throughout the Quaternary.

The outlines of sustained field research to uncover this history were drawn. Investigations should include (1) a systematic gravity survey to detect evidence for a late-glacial marine ice sheet, in the absence of glacial geology and high marine raised beaches, (2) systematic coring through late Quaternary sediments in the Kara, Laptev, East Siberian, Chukchi, Beaufort, and Bering Seas to map and date any marine, glacial, lacustrine, fluvial, or eolian sequences, (3) systematic dating of landforms by combining AMS  $^{14}\text{C}$  dating with surficial dating of cosmogenic nuclides to determine if and when glacial ice may have covered features such as exposed bedrock, glacial deposits, lacustrine terraces

and deltas, raised marine beaches, and oriented lakes, and (4) systematic coring of lake sediments to determine pollen records of Quaternary climatic change. These investigations should be planned and conducted under the umbrella of a major new research initiative aimed at determining the fundamental stability or instability of Earth's climate.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This workshop report is an EPSCoR contribution.

#### REFERENCES

Biryukov, V.Y., Faustova, M.A., Kaplin, P.A., Parlidis, Y.A., Romanova E.A., and Velichko, A.A. 1988. The paleogeography of arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 B.P.). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 68, No2-4, P.117-126. (in Russian).

Grosswald, M.G. 1988. Antarctic-style ice sheet in the Northern Hemisphere: Toward the New global glacial theory. *Polar Geography and Geology*, 12. P.239-267.

*Т.Дж.Хюгес*

#### СЕМИНАР ПО ПРОБЛЕМЕ АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДЯНОГО ЩИТА: ТОЧКА ЗРЕНИЯ ГРОССВАЛЬДА И ВЫВОДЫ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Семинар был проведен после завершения работы симпозиума по позднекайнозойской истории Берингии и вызвал оживленную дискуссию о точке зрения М.Г.Гроссвальда на формирование единого ледяного щита в Арктике в течение последнего ледникового максимума. Этот щит состоял из континентальных ледниковых покровов - Лаврентийского и Кордильерского в Северной Америке, Гренландского и Скандинавского. Он включал также морские ледниковые покровы - Иннуитский на островах Королевы Елизаветы в арктической Канаде, в Баренцевом море, вероятно, в Карском море, море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях в арктической Сибири. По мнению М.Г.Гроссвальда, все эти покровы представляли ледяные купола арктического ледяного щита. Ледяной щит проявлял себя как единая динамическая система. Он достигал средних широт, перегораживая реки, текущие сейчас в Северный Ледовитый океан, и создавал обширные озера и своеобразные травянистые растительные сообщества на обширных площадях.

## A SEARCH FOR MARINE ICE SHEETS IN PLEISTOCENE BERINGIA

Terence J. Hughes

*Department of Geological Sciences and Institute for Quaternary Studies, University of Maine Orono, Maine 04469*

Marine ice sheets that form when sea ice thickens and grounds on shallow polar continental shelves have stable seaward margins on the continental slope where the bed slopes sharply downward seaward, and stable landward margins when the snowline exceeds a critical upward slope landward, according to glaciological theory. However, seaward margins become unstable when isostatic depression beneath the ice sheet produces a bed that slopes upward seaward, and landward margins become unstable when the Milankovitch insolation cycle or other climatic forcing produces a snowline slope less than the critical angle. These instabilities are accentuated if the marine ice sheet becomes thick enough to allow its frozen bed to become thawed, so that ice-cemented marine sediments become a slurry that provides little basal traction to restrain gravitational collapse of the ice sheet. These unstable conditions replace the stable conditions when a marine ice sheet has existed for about 10,000 years on the broad arctic continental shelf of western and central Beringia. As a result of these instabilities, a marine ice sheet grounded in the East Siberian Sea and the Chukchi Sea would surge into the Chukchi Foreland to the north and into the Bering Sea to the south. This could halt human migrations on the "land bridge" across central Beringia. Vertical collapse and areal expansion permit isostatic rebound and refreezing of the bed, so the ice sheet can retreat and thicken as the snowline slope again steepens. The cycle can then repeat. These results are simulated by a computer model. Field studies are proposed to determine if a marine ice sheet existed and had this behavior. The tests include coring into the Pleistocene sediments on the arctic continental shelf and searching for glacial geological evidence, including marine deposits, on the islands and coastal lowlands of arctic Siberia.

## INTRODUCTION

Pleistocene Beringia is the landmass extending from the Lena River in Russia to the Mackenzie River in Canada. It is generally believed to have been a land bridge from Siberia to Alaska during Quaternary glaciations, when Northwestern Hemisphere ice sheets lowered sea level enough to expose central Beringia, shown in Fig. 1. After the last Pleistocene glaciation, rising Holocene sea level flooded central Beringia, which is now mostly covered by the Chukchi and Bering Seas. According to the prevailing view, only highland glaciers developed in central Beringia during the Pleistocene glaciations, and highland glaciation rarely extended onto present-day coastal plains, especially in Alaska (Hopkins, 1972, 1982; Biryukov and others, 1988; Hamilton, 1991). The plains of central Beringia are believed to have been part of a vast grassy steppe that supported large grazing mammals during the last Pleistocene glaciation (Guthrie, 1990).

This view of Pleistocene Beringia is incompatible with the fact that aboriginal people of southeast Asia were able to cross a deep ocean strait and populate Australia 80,000 years ago, but aboriginal people of northeast Asia were unable to cross a broad grassy plain teeming with game and occupy North America in any substantial numbers until 12,000 years ago. If highland glaciation was generally restricted in Pleistocene Beringia, and was therefore unable to block the land bridge from Siberia to

Alaska, perhaps marine glaciation that transgressed central Beringia from the Chukchi Sea to the Bering Sea was able to provide a barrier to human migration for most of the last 80,000 years (Hughes and Hughes, 1994). Marine ice sheets are ice sheets grounded below sea level, such that their margins either become afloat or calve in deep water. The only present-day marine ice sheet is the West Antarctic Ice Sheet, which is grounded to an average depth of 500 m below sea level on the broad continental shelf of Antarctica in the Western Hemisphere (van der Veen and Oerlemans, 1987). This paper examines conditions for inception, advance, retreat, and collapse of Pleistocene marine ice sheets on the broad Arctic continental shelf of Eurasia, and the implications for Pleistocene Beringia.

## NUCLEATING MARINE ICE SHEETS

It is postulated that marine ice sheets, including the West Antarctic Ice Sheet, form when sea ice thickens and grounds on polar continental shelves (Wexler, 1961; Denton and Hughes, 1981; Hughes, 1987). The basic equation for sea-ice thickening is (Crary, 1960):

$$\frac{dh_I}{dt} = a + \frac{(K/h_I)\Delta T - Q_H}{\rho_I H_M} = \frac{C_1}{h_I} + C_2 \quad (1)$$



Fig.1 Beringian location map.

Bathymetry contours are from the 200 m isobath to present-day sea level (from Ackerman, 1988, Fig. 2). Identified by letters are the Gulf of Anadyr (A), Kotzebue Sound (K), Norton Sound (N), Bristol Bay (B), Bristol Trough (BR), Bering Trough (BE), Herald Canyon (H), Saint Lawrence Island (SL), Wrangel Island (W), and the New Siberian Islands (NSI). From Ackerman, Figure 2 (1988).

where  $h_I$  - is ice thickness,  $t$  - is time,  $a$  - is the top surface accumulation rate (positive) or ablation rate (negative) of ice,  $K$  - is the thermal conductivity of ice,  $\Delta T$  - is the mean annual temperature increase from the top to the bottom surface of sea ice,  $Q_H$  - is the heat flux supplied to the bottom surface by water currents,  $\rho_I$  - is ice density,  $H_M$  - is the latent heat of melting, and:

$$C_1 = K\Delta T / \rho_I H_M \quad (2)$$

$$C_2 = a - Q_H / \rho_I H_M \quad (3)$$

When  $a$ ,  $Q_H$ , and  $\Delta T$  do not vary over time,  $C_1$  and  $C_2$  are constants and Equation (1) can be integrated to give the variation of sea ice thickness with time:

$$t = \frac{h_I}{C_1} - \left( \frac{C_2}{C_1^2} \right) \ln \left( 1 + \frac{C_1 h_I}{C_2} \right)$$

Fig.2 is a plot of  $h_I$  versus  $t$  for values of  $a$  and  $Q_H$ , listed in Table when  $\Delta T = 15^\circ C$ . For example, if  $Q_H = 0$  and  $a = 0.1$  m/a, sea ice would ground in water less than 100 m deep in less than 500 years. This would include vast areas of the Eurasian Arctic continental shelf from Spitzbergen to Alaska.

The major water currents now supplying heat to the bottom surface of sea ice on the Eurasian Arctic continental shelf of Eurasia are the large Siberian rivers. When sea ice thickens and grounds to a depth of 10 m or more on the Siberian Arctic continental shelf, cracks



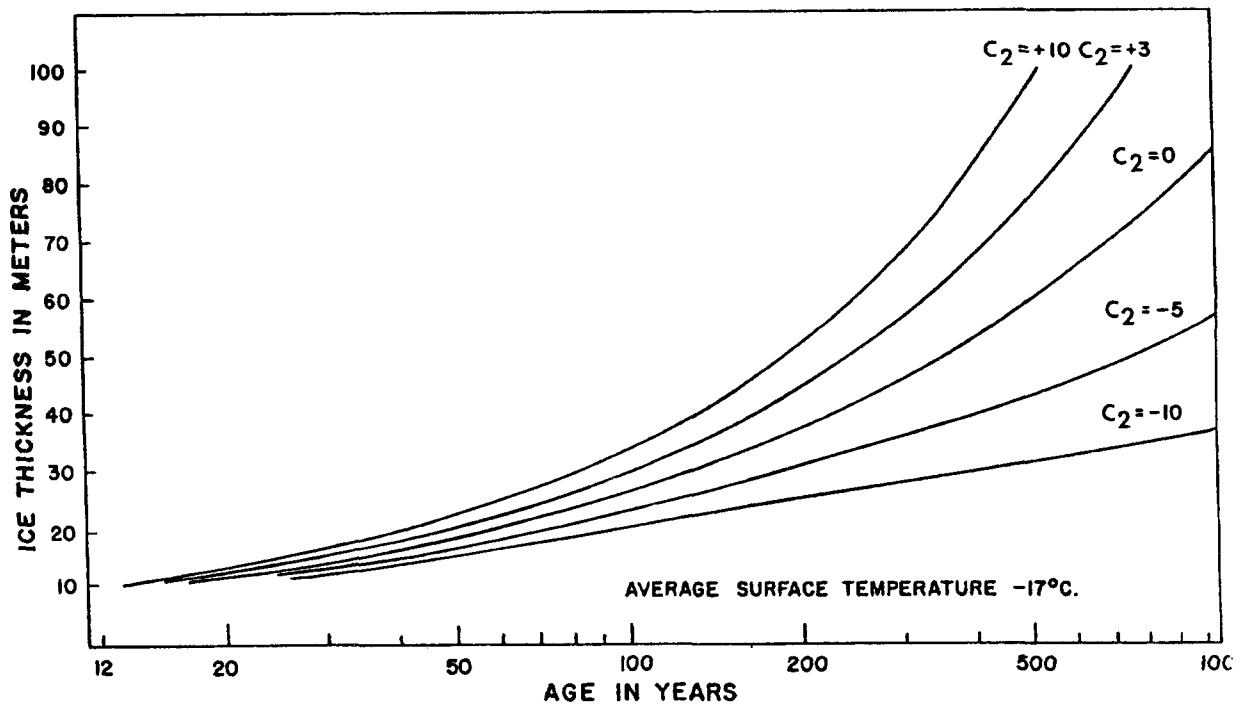


Fig. 2. Rates of thickening for sea ice. Thickness of sea ice at various times plotted from Equation (3) for an average surface temperature of  $-17^\circ\text{C}$  and various combinations of surface accumulation rates and basal heating rates listed in Table and added to produce coefficient  $C_2$  in Equation (4). From Cray (1960).

Table

Selected values of  $\dot{a}$  (cm/yr) and  $Q$  (kcal/cm<sup>2</sup>yr) used to compute the values of  $C_2$  (cm/yr) in Fig. 2

$C_2$	+10	+3	0	-5	-10
$\dot{a}$	+10	+3	0	-5	-10
$Q$	0	0	0	0	0
$\dot{a}$	0	0	0	0	0
$Q$	-0.73	-0.22	0	+0.37	+0.73
$\dot{a}$	+20	+20	+20	+20	+20
$Q$	+0.73	+1.25	+1.47	+1.85	+2.22
$\dot{a}$	+37.2	+30.2	+27.2	22.2	+17.2
$Q$	+2	+2	+2	+2	+2

opened by winds and tides will not fracture the full thickness of sea ice because hydrostatic compression of basal ice will exceed tensile stresses that open the cracks (Nye, 1957). Under these conditions, water discharged by the Siberian rivers will pond on the top surface of sea ice and freeze during the following winter. This frozen water layer is then added to winter snowfall to augment  $\dot{a}$  in Equation (1), in which  $Q_H = 0$  because Siberian rivers no longer deliver heat to the bottom surface of sea ice.

Sea ice grounded on the Siberian Arctic continental shelf eventually thickens to an elevation that dams the Siberian rivers, so the rivers become ice-dammed lakes that expand across the Arctic coastal plain of Siberia. These lakes will be shallow, so they can freeze to the bottom during Siberian winters to become vast "icings" similar to those observed today in the Moma depression of the Moma River, which joins the Indigirka River in northeast Siberia. In the Moma Depression, tributaries

of the upper Moma River are frozen to the beds, so mountain streams must discharge summer meltwater over the ice surface, and this meltwater freezes in the winter to expand the areal extent of the icings.

The combined areal extent of sea grounded on the Siberian Arctic continental shelf and lake ice grounded on the Siberian Arctic coastal plain constitutes the nucleus of marine sheets in Arctic Eurasia. This ice grounds in situ on a frozen bed, so the bed is preserved in its state at the time of grounding. Snow accumulating on the ice surface during winter cannot drain from the flat surface when it melts during the summer, so the meltwater will pond and refreeze during the following winter. Therefore the entire area of grounded sea and lake ice is an accumulation zone, so it will become domed as it thickens. Eventually, the ice surface along the edge of these ice domes will become steep enough to allow drainage of summer meltwater in excess of that which soaks into the winter snowpack and freezes. Doming will also allow the grounded ice to creep in downslope directions. Creep converts the grounded ice into an ice sheet thick enough to spread under its own weight. This begins the advance stage of a marine ice sheet.

#### ADVANCING MARINE ICE SHEETS

Marine ice sheets will advance to the edge of the continental shelf and onto the coastal plain of Siberia over a bed that initially is frozen, because permafrost blankets these offshore and onshore regions today (Gavrilova, 1981; Bigl, 1984). Ice advance will be resisted by traction provided by the frozen bed.

Basal traction is represented by basal shear stress  $\tau_0$  defined as the product of ice density  $\rho_I$ , gravitational acceleration  $g_z$ , ice thickness  $h_i$ , and ice surface slope  $\alpha$  for a coordinate system in which  $x$  - is horizontal along flowlines and  $z$  - is vertical:

$$\tau_0 = \rho_I g_z h_i \alpha \quad (4)$$

Taking  $x$  positive from the ice margin to the ice divide, ice elevations along surface flowlines of an ice sheet can be computed from Equation (4) by writing it in the following numerical form:

$$h_{i+1} = h_i + \left( \frac{\tau_0}{h_i} \right)_i \frac{\Delta x}{\rho_I g_z} = h_i + \left( \frac{\tau_0}{h - h_R} \right)_i \frac{\Delta x}{\rho_I g_z} \quad (5)$$

where  $\alpha = \Delta h / \Delta x$ ,  $\Delta h = h_{i+1} - h_i$  is the change in ice elevation in constant step length  $\Delta x$  along a flowline of length  $L$  divided into  $L/\Delta x$  equal steps from the ice margin to the ice divide, integer  $i$  denotes the step, bed elevation  $h_R = h - h_i$ , and  $[\tau_0/(h - h_R)]_i$  must be specified at each

step. Glacioisostatic depression of the bed lowers the surface from elevation  $h$  to elevation  $h^*$  above the bed at the ice-sheet margin, and lowers the bed from  $h_R$  to  $h_R^*$  above or below the bed at the ice-sheet margin. The bed at the ice-sheet margin is assumed to be unaffected by glacioisostasy. Taking  $r$  as the ratio of the lowered surface to the lowered bed:

$$r = \frac{h^* - h_R}{h_R - h_R^*} \quad (6)$$

it can be shown that Equation (5) becomes (Hughes, 1985):

$$h_{i+1}^* = h_i^* + \left[ \frac{\tau_0}{(1+r)h^* - (1+r)^{1/2} h_R} \right]_i \frac{\Delta x}{\rho_I g_z} \quad (7)$$

and that  $h_R^*$  is linked to  $h_R$  for present-day topography or bathymetry by the expression:

$$h_R^* = (1+r)^{1/2} h_R - r h^* \quad (8)$$

If  $\rho_I = 917 \text{ kg/m}^3$  for ice density and  $\rho_R = 3600 \text{ kg/m}^3$  for the mean density of Earth's mantle, isostatic equilibrium requires that:

$$r = r_0 = \frac{\rho_I}{\rho_R - \rho_I} \approx \frac{1}{3} \quad (9)$$

Taking  $t_0$  as the time constant for glacioisostatic compensation beneath an ice sheet, the value of  $r$  for an ice sheet advancing over time  $t$  is:

$$r = r_0 \left[ 1 - \exp(-t/t_0) \right] \quad (10)$$

and the value of  $r$  for an ice sheet retreating over time  $t$  is:

$$r = r_a \exp(-t/t_0) \quad (11)$$

where  $r_a$  is the value of  $r$  in Equation (10) when advance ends and retreat begins.

Equation (7) is an initial-value finite-difference recursive formula. The initial value of ice thickness is  $h_i = h_0$  for  $i = 0$ . For a marine ice margin, the condition for ice just becoming afloat in water of density  $\rho_w$  and depth  $h_w$  is:

$$h_0 = h_w \left( \rho_w / \rho_I \right) \quad (12)$$

For a calving ice wall at a lacustrine or tidewater ice margin  $h_0$  is less than that given by Equation (12), unless the ice wall is nearly afloat. For terrestrial ice margins

where the bed is frozen and flat,  $\tau_0$  and  $h_R$  are constant so that Equation (4) can be regarded by setting  $\alpha = dh_I/dx$ . Integrating for  $h_i = h_0$  for  $i = 0$  and  $x \ll \Delta x$  gives:

$$h_0 = (2\tau_0 x / \rho_I g_z)^{1/2} \quad (13)$$

The finite difference in Equation (7) is  $\Delta x$ . The recursive feature of Equation (7) is that, once the initial  $h_1$  is specified by either Equation (12) or Equation (13),  $h_{i+1}$  for the next  $\Delta x$  step is calculated readily and becomes  $h_i$  for calculating  $h_{i+1}$  in the following step, a process that recurs along a flowline of length  $L$  until step  $i = L/\Delta x$  at the ice divide. Modified Euler or Runge-Kutta solutions of Equation (7) are available to reduce the dependence of  $h$  on the length  $\Delta x$  of steps. These solutions introduce a correction factor that depends on  $\Delta x$  and that can be applied to Equation (7) if it is solved directly using a pocket calculator and a given  $\Delta x$ .

With values of  $h_R$  at each  $\Delta x$  step obtained from topographic or bathymetric maps of the deglaciated landscape, and values of  $r$  obtained from Equations (10) and (11) for specified times of glacial advance or retreat, only  $\tau_0$  must be specified at each  $\Delta x$  step in Equation (7) in order to reconstruct ice elevations along flowlines of former ice sheets. Values of  $\tau_0$  depend on ice velocity and bed traction,  $\tau_0$  is nil beneath ice divides where ice is barely moving and when the ice fraction in subglacial permafrost melts to produce water-saturated muck at the bed. If the bed remains frozen,  $\tau_0$  increases from the ice divide to the surface mass-balance equilibrium line because ice velocity must increase in order to transport ice accumulating on the ice-sheet surface. If sheet flow continues to the ice margin,  $\tau_0$  will increase in the accumulation zone and decrease in the ablation zone, because ice velocity increases and then decreases as ice is gained by accumulation and then lost by ablation. If sheet flow becomes stream flow toward the ice margin,  $\tau_0$  decreases because ice streams flow over a low-traction bed.

Theoretical variations of  $\tau_0$  for sheet flow along an ice flowline have been derived for variable accumulation and ablation rates, variable convergence and divergence of flow, and variable frozen and thawed basal conditions along the flowline (Hughes, 1985). Using accumulation and ablation rates for marine ice domes on the Eurasian Arctic continental shelf specified by Hughes (1985), and using the glacial geology in Fig. 3 to specify convergence or divergence of flow and frozen or thawed basal conditions, these theoretical  $\tau_0$  values can be calculated and used to compute flowline elevation profiles in Equation (7) for sheet flow.

For stream flow along length  $L_s$  of a flowline of length  $L$ , the counterpart of Equation (7), using an improved version of the analysis by Hughes (1992a), is:

$$h_{i+1} = h_i + \left[ \left( 1 - \frac{\rho_I}{\rho_W} \right) \left( \frac{\rho_W}{\rho_I} \right)^2 \right] x$$

$$x \left[ \frac{a(h-h_R)_i - (h-h_R)_i^2 \left( R_{xx}^{*n-1} / A^n \right) (\sigma_{xx}')_i^n}{ax + h_0 u_0} \right] \Delta x +$$

$$+ \left[ \frac{2}{\rho_I g_z} \left( \frac{\Delta \sigma_{xx}'}{\Delta x} \right)_i + \frac{(\tau_0)_i}{\rho_I g_z (h-h_R)_i} + \frac{2(\tau_s)_i}{\rho_I g_z w_i} \right] \Delta x \quad (14)$$

where  $a$  is the ice accumulation rate,  $h_0$  and  $u_0$  are ice thickness and velocity ( $u_0$  is negative for  $x$  positive upstream) at the foot of the ice stream,  $w$  is the width of the ice stream,  $R_{xx}^*$  represents the stress field,  $\sigma_{xx}'$  is the longitudinal deviator stress,  $\Delta \sigma_{xx}'/\Delta x$  is longitudinal deviator stress gradient,  $\tau_0$  is the basal shear stress,  $\tau_s$  is the side shear stress,  $A$  and  $n$  are the hardness parameter and the viscoplastic parameter in the Nye (1953) flow law of ice,  $\sigma_{xx}'$  is given by:

$$\sigma_{xx}' = \frac{\rho_I g_z (h-h_R)}{4} \left( 1 - \frac{\rho_I}{\rho_W} \right) \left( \frac{P_W}{P_I} \right)^2 \quad (15)$$

$\tau_0$  is given by:

$$\tau_0 = \tau_v \left( 1 - \frac{P_W}{P_I} \right)^{\frac{4m}{2m+1}} \quad (16)$$

$\tau_s$  is given by:

$$\tau_s = \tau_v \left( \frac{P_W}{P_I} \right)^{\frac{4m}{2m+1}} \quad (17)$$

$\rho_I$  is ice density,  $\rho_w$  is water density,  $P_I$  is basal ice pressure,  $P_W$  is basal water pressure,  $m$  is the viscoplastic parameter in the Weertman (1957) sliding law of ice, modified to include sliding on soft water-soaked sediments or till, and  $\tau_v$  is the viscoelastic yield stress of ice, defined by Reeh (1982) as;



*Fig. 3.* Glacial geology and morphology on the Arctic continental shelf, mainland, and offshore islands of Eurasia. from Grosswald and Hughes (in press). Topographic and bathymetric contours are in hundreds of meters.

$$\tau_v = \left[ 1/4(n+2)\rho_I g_z \bar{a} A^n \right]^{1/n+1} \quad (18)$$

Equations (14) and (15) are results of the mass balance and the force balance. Equation (16) assumes that bedrock bumps, which control the sliding velocity for sheet flow over bedrock, become progressively drowned by basal meltwater or blanketed by easily deformed till. Equation (17) assumes that the decrease in bed traction along an ice stream causes a proportional increase in side traction (Whillans and van der Veen, 1994). A solution for these equations is obtained by assuming the following variation of  $P_w/P_I$  along normalized length  $x/L_s$  of an ice stream having length  $L_s$ :

$$\frac{P_w}{P_I} \approx \frac{\rho_I g_z h_w}{\rho_I g_z h_I} = \left( 1 - \frac{x}{L_s} \right) \quad (19)$$

where  $h_w$  is the height to which  $P_w$  would raise basal water in an imaginary borehole through ice of thickness  $h_{ID}$ , and  $0 < c < \infty$  represents the spectrum of basal buoyancy along length  $L_s$  of stream flow that converts sheet flow ( $c = \infty$ ) to shelf flow ( $c = 0$ ), with  $x = L_s$  at the head and  $x = 0$  at the foot of the ice stream. For active ice streams,  $0 < c < 1$ . For inactive ice streams,  $1 < c < \infty$ . The foot of an ice stream is the grounding line of an ice shelf floating in deep water, a calving ice wall grounded in shallow water, or the head of an ice lobe grounded on dry land.

In applying Equation (14) along flowlines determined by the glacial geology in Fig. 3, the  $\Delta\sigma_{xx}'/\Delta x$  term can be ignored because, except near the grounding line, it is small compared to the other terms when  $\sigma_{xx}'$  is given by Equations (15) and (19), the  $\tau_s$  term can be ignored except in the fjords of Norway and Svalbard, where  $(h - h_{Ri})$  is not insignificant compared to  $w_i$ ,  $R_{xx}^* \approx 1$  if  $w_i$  does not vary greatly along  $L_s$ ,  $\tau_v \approx 100$  kPa for viscoplastic yielding in shear,  $L_s$  for active ice streams is the length of an interisland channel or a submarine trough formerly occupied by an ice stream,  $c$  is chosen to give the same elevation at the ice divide for flowlines down opposite flanks of the ice divide, and  $u_0$  is obtained from the mass flux of ice having thickness  $h_0$  and width  $w_0$  at  $x = 0$ , as specified by the mass balance for ice converging on the ice stream.

The glacial geology in Fig. 3, and the ice-sheet reconstructions in Fig. 4 and 5 that are based upon it, are added to the map of the Arctic region, sheet 14 of the world 1:5,000,000 series of topographic and bathymetric maps produced by the American Geographical Society.

The topography and bathymetry were used to specify  $h_R$  in Equations (7) and (14).

After sea ice grounds on frozen polar continental shelves, continued snow precipitation causes the grounded sea ice to dome. The bed will remain frozen until the ice-dome thickness is (Robin, 1955):

$$h_I = (T_S = T_M) \frac{\sqrt{2} K (a h_I / \kappa)^{1/2}}{\sqrt{\pi} Q_G \operatorname{erf}(a h_I / \kappa)^{1/2}} \quad (20)$$

where  $T_S$  is the mean annual surface air temperature and  $T_M$  is the basal melting temperature,  $a$  is the surface accumulation rate,  $Q_G$  is the geothermal heat flux, and  $h_I$  is ice thickness, all at the ice divide,  $K$  is the thermal conductivity of ice,  $\kappa$  is the thermal diffusivity of ice,  $(a h_I / \kappa)$  is the dimensionless Peclet number, and  $\operatorname{erf}(a h_I / \kappa)$  are error functions tabulated by Abramovitz and Stegun (1965). A dry adiabatic lapse rate of  $-1^\circ\text{C}$  per  $+100$  m in ice elevation was used to compute  $T_S$  along the ice divide from a mean sea-surface temperature that was  $10^\circ\text{C}$  colder than at the present day.

Fig. 4 presents a reconstruction of ice sheets over a frozen bed after 20,000 years of ice accumulation, so  $r$  in Equation (10) is calculated for  $t = 20$  ka and  $t_0 = 5$  ka. This is the cold hemicycle of the 41,000 a cycle for tilt of Earth's rotation axis, which controls insolation variations at high latitudes. Marine ice margins are taken at the 200 m bathymetric contour, where ice either calves or becomes afloat, and  $h_I$  is calculated from equation (120) for  $i = 0$  in Equation (7). For terrestrial and lacustrine ice margins,  $h_I = 100$  m at  $i = 0$  is assumed, and ablation is primarily by calving from ice walls. If an ice wall of height  $h_I$  neither advances nor retreats, the calving flux must then balance mean accumulation rate  $\bar{a}$  along flowline length  $L$  from the ice divide to the ice wall such that the calving rate is:

$$u_c = \bar{a} (L / h_I) \quad (21)$$

According to calving theory,  $u_c$  is given by (Hughes, 1992):

$$u_c = \frac{3\rho_I g_z h_I^2 \theta}{\eta_v (c/h_I)^2} \left( 1 - \frac{\rho_w h_w}{\rho_I h_I} \right) \quad (22)$$

where  $\eta_v$  is the viscoplastic viscosity of ice,  $\theta$  is the angle at which the ice wall overhangs from vertical,  $\rho_w$  is water density,  $h_w$  is water depth,  $c$  is the spacing between transverse crevasses behind the calving ice wall, and  $c/h_I$  is the calving ratio. From observations of calving for present-day tidewater glaciers:

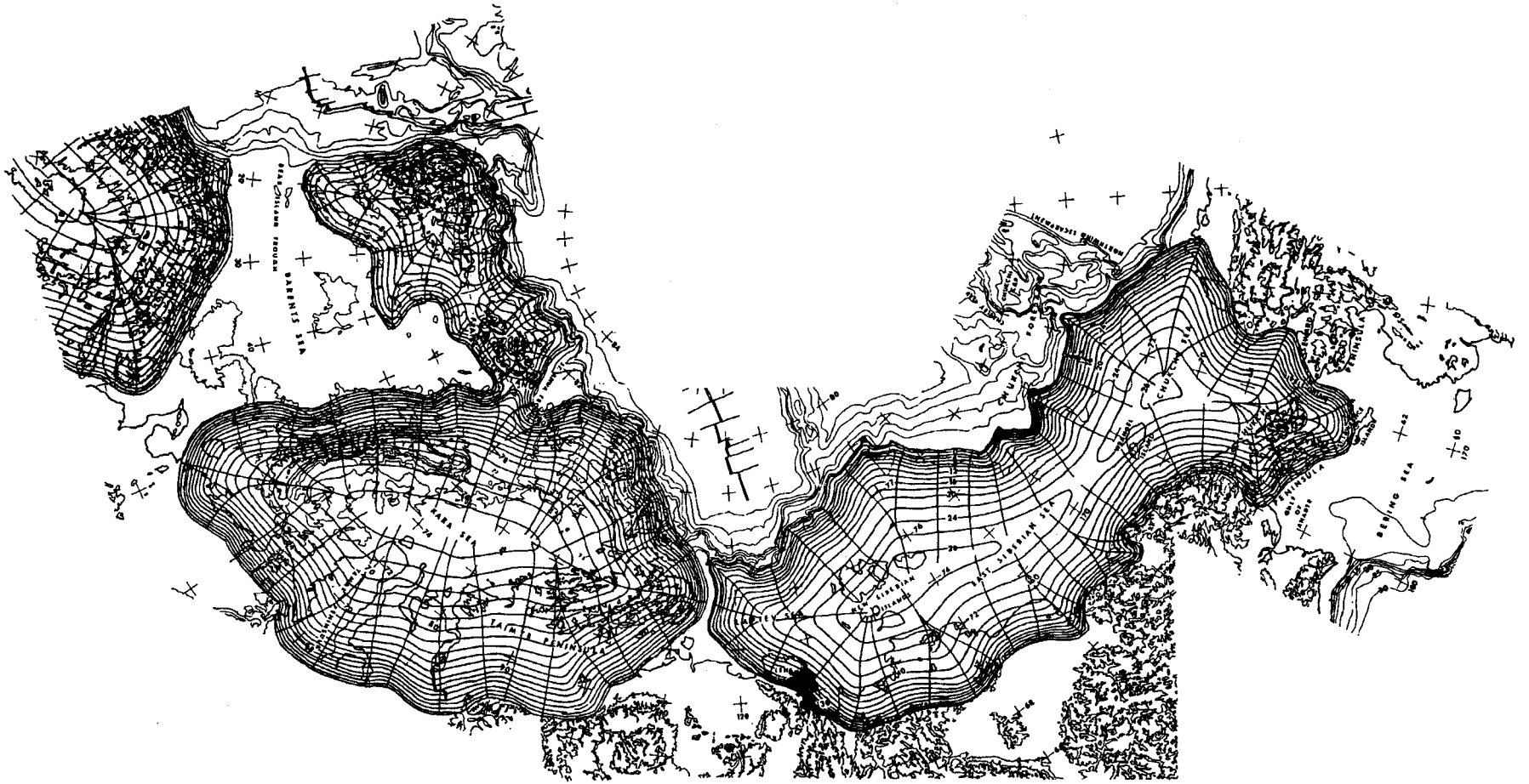


Fig. 4. A numerical reconstruction of marine ice sheets on a frozen Arctic continental shelf of Russia. Ice elevations are contoured at 200 m intervals. Ice margins are constrained by calving along the 200 m bathymetric contour and in water less than 90 m deep along lacustrine margins.

$$c/h_I \approx 0.40 - 0.35(\rho_W h_W / \rho_I h_I) \quad (23)$$

In the absence of ice melting, ice calving frequently occurs when  $\theta \approx 18^\circ$ . The relationship between ice viscosity and ice temperature is provided by Paterson (1981, Table 3.3 and fig. 3.7). At the ice wall,  $\eta_v = 8 \times 10^{13} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  if  $T = -10^\circ\text{C}$  is taken. Equations (21) through (23) give:

$$L = \frac{3\rho_I g_z h_I^3 \theta [1 - \rho_W h_W / \rho_I h_I]}{a \eta_v [0.40 - 0.35(\rho_W h_W / \rho_I h_I)]} \quad (24)$$

Equation (7) gives  $h = h_I + h_R$ , with  $h_I = 100 \text{ m}$  at  $i = 0$  used in Equation (24) to calculate  $L$  for specified values of  $h_W/h_I$  at the ice wall,  $h_I$  at  $i = L/\Delta x$  is given by Equation (20) for specified values of  $T_s$  and  $Q_G$  at the ice divide, and  $h_R$  is given by topographic and bathymetric maps. The  $h_I$  values at  $i=0$  and  $i = L/\Delta x$  determine  $h_W/h_I$  for a given  $L$ .

A frozen bed beneath the ice divide of a marine ice sheet consists of ice-cemented marine sediments. Therefore, when equation (20) is satisfied so the bed thaws, the marine sediments will become a slurry that substantially lowers bed traction. The ice divide will lower until basal heat is conducted to the surface rapidly enough to refreeze the bed, thereby restoring basal traction and halting gravitational collapse of the marine ice sheet. The critical ice thickness needed to refreeze the bed beneath the ice divide has been computed by MacAyeal (1993a, 1993b). This ice thickness will be stable if the new values of  $h_I$ ,  $T_s$ , and  $a$  at the lowered ice divide satisfy Equation (20). In general, this will not be the case, so the bed will refreeze and ice will thicken until Equation (20) is satisfied at the ice divide for the old values of  $h_I$ ,  $T_s$ , and  $a$ .

As the ice divide lowers, ice is evacuated primarily by ice streams, which are fast currents of ice that develop near the ice margin. Ice streams tend to follow interisland channels floored by wet marine sediments along seaward ice margins, and river valleys floored by wet fluvial or lacustrine sediments along landward ice margins. Ice converging at the streams generated frictional heat at the bed. This heat causes the frozen-thawed boundary at the heads of ice streams to retreat toward ice divides, where the bed is also thawed. This allows ice streams to lengthen toward ice divides, and gravitational collapse is most rapid when the thawed bed is continuous from the ice divide to the ice margin. Frictional heat is generated at rate  $\tau_0 \varepsilon_0$  per unit volume, where  $\varepsilon_0$  is the strain rate in basal ice. Both  $\tau_0$  and  $\varepsilon_0$  are greatest when the bed is frozen at the head of ice streams, so  $\tau_0 \varepsilon_0$  drives retreat of the basal frozen-thawed boundary. Thawing melts the ice fraction of ice-cemented permafrost, after which  $\tau_0$  decreases rapidly because water-soaked basal sediments

provide little traction to resist motion of the overlying ice.

Ice-sheet areas and elevations reconstructed over a frozen bed in Fig. 4 are redistributed as shown in Fig. 5 when the bed becomes thawed. Redistribution of ice is a result of partial gravitational collapse of ice divides and rapid advance of ice margins. This is accompanied by a moderate increase of ice volume, because lowering the ice divide allows convective storm systems to cross more of the ice sheet, thereby increasing accumulation rates, and advancing the ice margin increases the area over which increased precipitation occurs. Southward advance of the marine ice sheet across the Bering Sea continental shelf of central Beringia depresses the snowline of mountain glaciation in eastern Beringia (Alaska) and western Beringia (Siberia), so these glaciers advance as well and they may merge with the marine ice sheet. This allows the ice sheet to cross central Beringia and to calve directly into the Pacific Ocean, thereby preventing faunal and floral migrations across the Beringian land bridge (Hughes and Hughes, 1994).

#### RETREATING MARINE ICE SHEETS

Low ice elevations and slopes along southern margins of the ice sheet in Fig. 5 allow major advances and retreats of this ice margin for minor lowerings or raisings of snowline elevation and slope. The sensitivity to the snowline slope along southern margins of Northern Hemisphere ice sheets was analyzed by Weertman (1961) for a north-south cross-section, using a generalized flow or sliding law that links mass-balance ice velocity  $u$  to basal shear stress  $\tau_0$ :

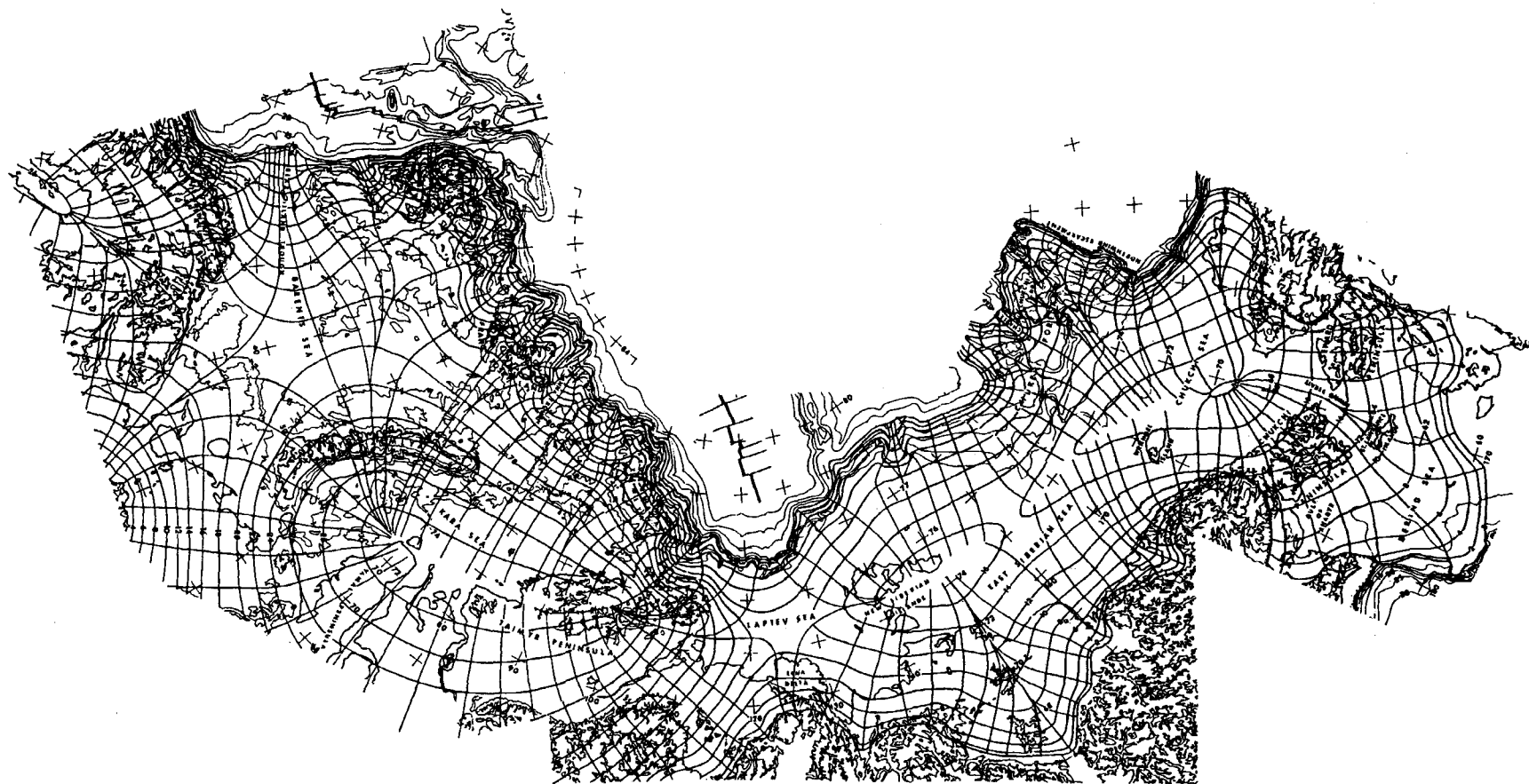
$$u = C \tau_0^2 \quad (25)$$

where  $C$  is a constant evaluated by using Equation (25) to produce a theoretical ice elevation profile along a flowline that matches the known flowline profiles of present-day ice sheets.

When the snowline slope approaches a critical value, of order  $10^{-3}$ , and the ice-sheet slope along the southern margin is steep, as in Fig. 4, Weertman (1961) found that height  $h_L$  of the ice divide was:

$$h_L \approx \left( 5/3 C^{1/2} \rho_I g_z \right) \left( \bar{a}''/s^3 \right)^{1/2} \left( \bar{a}''/\bar{a}' \right)^{3/5} \left( 1 + \bar{a}''/\bar{a}' \right)^{2/5} \quad (26)$$

where the snowline slope is  $s$  and average rates of ice accumulation and ablation are  $\bar{a}''$  and  $\bar{a}'$ , respectively. In addition, length  $L$  of the flowline from the ice divide to the ice margin is:



*Fig. 5.* A numerical reconstruction of marine ice sheets on a thawed continental shelf of Eurasia. Marine ice margins become afloat at the edges of the continental shelf and terrestrial ice margins and as ice lobes supplied by ice streams. In central Beringia, the southern ice margin ends as an ice wall calving into the Pacific Ocean, thereby blocking the Bering land bridge between Siberia and Alaska.



$$L \approx \left(5/3C^{1/2}\rho_I g_z\right) \left(\bar{a}^{n3}/\bar{a}^2 s^5\right)^{1/2} \left(1 + \bar{a}^n/\bar{a}'\right) \quad (27)$$

Note that increasing accumulation rate  $\bar{a}^n$  or decreasing ablation rate  $\bar{a}'$  raises  $h_L$  in Equation (26) and lengthens  $L$  in Equation (27), and vice versa. Therefore, changing  $\bar{a}^n$  and  $\bar{a}'$  allows the ice sheet to approach a new equilibrium profile. This is the condition for a stable ice sheet.

When snowline slope  $s$  is below a critical value, approaching zero, and the ice-sheet slope along the southern margin is low, as in Fig.5, Weertman (1961) found that the height of the ice divide was:

$$h_L \approx h_E \left(1 + \bar{a}'/\bar{a}^n\right)^{2/5} \quad (28)$$

where  $h_E$  is the height of the surface equilibrium line. In addition, flowline length  $L$  was:

$$L \approx \left(3C^{1/2}\rho_I g_z/5\right)^{2/3} \left(h_E^5/\bar{a}'\right)^{1/3} \left(1 + \bar{a}'/\bar{a}^n\right) \quad (29)$$

Note that increasing accumulation rate  $\bar{a}^n$  or decreasing ablation rate  $\bar{a}'$  lowers  $h_L$  in Equation (28) and shortens  $L$  in Equation (29). The ice sheet becomes smaller, causing height  $h_L$  to lower to height  $h_E$  until the whole ice sheet is in an ablation zone and the ice sheet shrinks until it disappears. This is the condition for an unstable ice sheet.

For example, decreasing  $\bar{a}^n$  or increasing  $\bar{a}'$  allows the ice sheet to grow irreversibly by increasing  $h_L$  and  $L$ .

Along northern margins of the ice sheet in Fig. 5, only accumulation exists along flowlines from the ice divide to the ice margins, and advance or retreat of the ice margin is determined by the stability of the grounding line of an ice shelf floating in the Arctic Ocean. As analyzed by Thomas (1977), retreat velocity  $v_x$  of the grounding line is:

$$v_x = \frac{(\rho_W/\rho_I)v_z + (\alpha - \beta)u_x - h_I \varepsilon_{zz} - a}{\alpha - \beta(1 - \rho_W/\rho_I)} \quad (30)$$

where sea level rises at velocity  $v_z$ ,  $\alpha$  is ice surface slope,  $\beta$  is bed slope,  $u_x$  is the (negative) vertical creep thinning strain rate,  $a$  is the net accumulation (positive) or ablation (negative) rate averaged for both top and bottom ice surfaces, all measured at the grounding line. Note that the grounding line retreats (positive  $v_x$ ) when sea level rises (positive  $v_z$ ), the bed slopes downward toward the ice divide (negative  $\beta$ ), creep thins the ice (negative  $\varepsilon_{zz}$ ), and ablation exceeds accumulation (negative  $a$ ).

The vertical ice thinning rate at the grounding line, for transverse strain rate  $\varepsilon_{yy}$ , much less than longitudinal

strain rate  $\varepsilon_{xx}$ , is given by a modified form of Equation (25):

$$\varepsilon_{zz} \approx -\varepsilon_{xx} \approx -C \left[ (1/4)\rho_I g_z h_I (1 - \rho_I/\rho_W) - \sigma_B \right]^3 \quad (31)$$

where  $\sigma_B$  is the buttressing stress provided by a relatively immobile ice shelf that is nearly landlocked in the Arctic Ocean. Therefore  $\sigma_B=0$  when the ice shelf disintegrates.

If the ice-shelf grounding line lies on the continental slope of arctic Eurasia,  $\beta$  will be positive in Equation (30) and will tend to stabilize the grounding line. In this case, the grounding line will not retreat irreversibly until rising sea level  $v_z$ , increasing ice ablation rate  $a$ , decreasing ice velocity  $u_x$ , and reduced buttressing stress  $\sigma_B$  allow the grounding line to retreat upslope until it lies on the downsloping bed of the isostatically depressed continental shelf beneath the ice sheet. Then the northern margin of the ice sheet will retreat irreversibly.

### COLLAPSING MARINE ICE SHEETS

Marine ice sheets on the Arctic continental shelf of Eurasia can cycle between the frozen bed configuration in Fig. 4 and the thawed bed configuration in Fig. 5. Cycling is possible if the unstable retreat of southern ice margins that is permitted by a low snowline slope is stabilized by a steepening snowline slope caused by changing insolation or other factors such as changing atmospheric carbon dioxide, and if the unstable retreat of northern ice margins is stabilized by such factors as rising sea level, decreasing ice velocity, renewed ice-shelf buttressing, and increasing snow accumulation at the ice-shelf grounding line. In addition to these factors, cycling would require the ice sheets to thin enough so that basal heat was conducted to the surface rapidly enough to allow the bed to refreeze. A refrozen bed would then provide the basal traction needed to thicken the ice sheet in Fig. 5, even as its margins were retreating, until the ice-sheet thicknesses in Fig.4 were attained, thereby allowing the bed to thaw again.

If the above conditions for cycling are not met, northern and southern margins of the marine ice sheet in Fig. 5 would continue to retreat until the ice sheet collapsed. Collapse would be accelerated by two additional factors. First, even as the ice sheet was cycling, so the isostasy ratio  $r$  was cycling between the values given by Equations (10) and (11),  $r$  would have a trend that increased toward  $r_0$  given by Equation (9) because the ice load would have an increasing trend, even as it was being continually redistributed between the two areal extents shown in Fig.4 and 5. Over time, therefore, the bed would have an increasing downward slope from the ice margin to the ice divide. Second, the increasing bed slope would increase the calving rate from ice walls along

the southern ice margin by increasing  $h_1$  in Equation (22), and would increase the grounding-line retreat rate along the northern ice margin by making  $\gamma$  more negative in Equation (30). Because these additional factors become more important over time, they will eventually tilt the balance between stabilizing and destabilizing factors in the direction of permanent instability. This leads to irreversible retreat of both northern and southern ice-sheet margins, collapse of marine ice sheets, and termination of the glaciation cycle.

## DISCUSSION

Glaciological theory presents the possibility that marine ice sheets can nucleate, advance, retreat, and collapse on the broad Arctic continental shelf of Eurasia. Glacial geology and morphology indicate that a marine ice sheet did indeed form and have this history in the western Eurasian Arctic during the last glaciation. Whether this history extended into the eastern Eurasian Arctic, Pleistocene Beringia in particular, is unclear because continuous permafrost limits the glaciological mechanisms that produce glacial geology and morphology, and active cryogenic mechanisms alter or destroy the evidence that was produced. In the absence of such evidence, the prevailing view is that marine ice sheets did not cross central Beringia, at least during the last glacial maximum.

The cycling of marine ice sheets between thick ice over restricted frozen beds and thinner ice over a broad thawed bed, respectively depicted in Fig. 4 and 5, represents the extreme upper limits of marine glaciation in Arctic Eurasia. Any degree of marine glaciation, from none at all to these extreme limits, is possible in theory. One attractive possibility is that the extreme sensitivity of the high Arctic to climatic forcing mechanisms does not provide the time needed to attain the high ice-sheet elevations reconstructed in Fig. 4. In this case, the bed would not thaw beneath the ice divide and the only mechanism for partial gravitational collapse would be frictional heating of basal ice converging at the heads of ice streams. A thawed bed would exist only beneath ice streams, and the thawed front would extend toward the ice divide only to the extent that ice streams could lengthen toward the ice divide. Therefore, most of the bed would remain frozen, gravitational collapse would be limited to ice streams, and advance of ice margins would be limited to floating ice tongues along northern margins and grounded ice lobes along southern margins, both fed by ice streams.

A program of field research can be designed to explore possible histories of marine glaciation in Pleistocene Beringia. Coring through Pleistocene sediments on the floor of the Chukchi Sea and the Bering Sea is necessary to see if marine, glacial, lacustrine, fluvial, and eolian sequences exist and can be dated. A systematic

gravity survey is needed to map the pattern of negative gravity anomalies that would be produced by a marine ice sheet, since fast ice may prevent the wave action needed to produce beaches during glacioisostatic rebound and extensive coastal erosion may destroy beaches that were produced. Surficial dating of cosmogenic nuclides should be employed on bedrock at various elevations along the coastal mainland and on offshore islands, whether or not physical evidence of glaciation exists, to determine when these areas may have been under an ice sheet. More subtly, a shift in mindset is needed that is open to seeking and identifying physical evidence for glaciation by marine ice sheets in environments where permafrost limits the glaciological mechanisms and active cryogenic processes destroy, mask, or alter the evidence that might exist. Examples of such evidence are glacio-marine depositional fans on continental slopes beyond submarine troughs that may have been occupied by ice streams, and lineations associated with a pattern of elongated or bedded lakes along the northern coastal plain of present-day Beringia and which are consistent with ice spreading from a marine ice dome in the Chukchi Sea.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Many people shaped ideas presented here. In particular, I thank Mikhail Grosswald, Beverly Hughes, Julie Brigham-Grette, Thomas Hamilton, Peter Lea, Stephen Roof, Patricia Heiser, David Hopkins, and David Caryter, most of whom made me aware of opposing views. This is an EPSCOR publication.

## REFERENCES

- Abramovitz, M., & Stegun, I.A. 1965. Handbook of mathematical functions. New York: Dover.
- Ackerman, R.E. 1988. Settlements and sea mammal hunting in the Bering-Chukchi Sea region. *Arctic Anthropology*, 25 (1), 52-79.
- Bigl, S.R. 1984. Permafrost, seasonally frozen ground, snow cover and vegetation in the USSR. No.84-36. US Army Corps of Engineers (Cold Regions Research & Engineering Laboratory).
- Biryukov, V.Yu., Faustova, M.A., Kaplin, P.A., Parlidis, Y.A., Romanova, E.A., and Velichko, A.A. 1988. The paleogeography of arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 B.P.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68 (no. 2-4), 117-126.
- Crary, A.P. 1960. Arctic ice island and shelf studies: Part 2. *Arctic*, 13, 32-50.
- Denton, G.H. and Hughes, T.J. (Ed.). 1981. *The Last Great Ice Sheets*. New York: Wiley-Interscience.
- Gavrilova, M.K. 1981. Recent climate and permafrost on continents (*Sovremenniy klimat i vechnaia merzlota na kontinentakh*). Novosibirsk: Nauka. 36-2702 (in Russian).
- Guthrie, R.D. 1990. Frozen fauna of the

Mammoth Steppe: The Story of Blue Babe. Chicago: The University of Chicago Press.

Hamilton, T.D. 1991. Late Cenozoic glaciation of Alaska. In G. Plafker & H.C. Berg (Eds.), *The geology of Alaska Boulder: Geological Society of America*.

Hopkins, D.M. 1972. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time. *Inter-Nord*, 12, 121-150.

Hopkins, D.M. 1982. Aspects of the Paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene. In D.M. Hopkins, J.V. Matthews jr., C.E. Schweger, & S.B. Young (Eds.), *The Paleocology of Beringia* (pp.3-28). New York: Academic Press.

Hughes, B.A. and Hughes, T.J. 1994. Transgressions: Rethinking Beringian glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110 (3-4), 275-294.

Hughes, T. 1987. The marine ice transgression hypothesis. *Geografika Annaler*, 69A(2), 237-250.

Hughes, T. 1992a. On the pulling power of ice streams. *Journal of Glaciology*, 38(128), 125-151.

Hughes, T. 1992b. Theoretical calving rates from glaciers along ice walls grounded in water of variable depths. *Journal of Glaciology*, 38(129), 282-294.

MacAyeal, d.R. 1993b. A low-order model of the Heinrich-event cycle. *Paleoceanography*, 767-773.

Nye, J.F. 1957. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 239, 113-133.

Reeh, N. 1982. A plasticity theory approach to the steady-state shape of a three-dimensional ice sheet. *Journal of Glaciology*, 28(100), 431-455.

Robin, G.de. 1955. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. *Journal of Glaciology*, 2(18), 523-532.

Thomas, R.H. 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system. *Geographie Physique et Quaternaire*, 31(3-4), 347-356.

Van der Veen, C.J., & Oerlemans, J. (Ed.). 1987. *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*. Dordrecht: D.Reidel.

Weertman, J. 1957a. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology*, 3(21), 33-38.

Weertman, J. 1961. Stability of ice age ice sheets. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3783-3792.

Wexler, H. 1961. Growth and thermal structure of the deep ice in Byrd Land, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 3, 1075-1087.

*Т.Дж.Хюгес*

#### **ПОИСКИ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ЩИТА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ БЕРИНГИИ**

Рассматривается взаимодействие морских ледяных покровов, которые формируются, когда морской лед утолщается и опускается на дно ледяных покровов на окраине континента, обращенной к морю и ледяных покровов на суше: их стабильность или неустойчивость. Результаты представляются в виде компьютерной модели. Предлагается провести специальные полевые исследования, которые позволили бы определить существование в течение последнего ледникового цикла морского ледяного щита.

**БЕРИНГИЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ****В.Ф. Белый***Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН 685000,  
Магадан, Портовая, 16*

Берингийская вулканическая провинция (БВП) охватывает шельф Берингова моря и прилегающую к нему сушу Западной Аляски, Чукотского полуострова, восточной части Корякского нагорья. В течение последних 6 млн. лет на этой территории (~2,5% общей площади Арктики и Субарктики) образовалось около 90% всего количества щелочно-основных и щелочно-ультраосновных лав, известных к северу от 55° с.ш. Фундаментом большей части БВП является Эскимосский срединный массив, дорифейская континентальная земная кора которого в мезозое подвергалась деструкции, вызванной мантийным магматизмом. Формирование БВП явилось продолжением этого процесса в новейший этап геологической истории. Крупнейшие вулканические поля БВП сложены толеитами, щелочными базальтами и базанитами, подобными поздней щелочной серии Гавайских вулканов. В отличие от них мелкие поля лав Чукотского полуострова сложены ультраосновными фойдитами. В продуктах поздних наиболее щелочных и эксплозивных извержений содержатся разнообразные глубинные включения, состав которых меняется с изменением состава вмещающей лавы. Главные задачи дальнейших исследований БВП: структурная палеовулканология и история развития вулканических полей, их связь со структурами фундамента; петрография и геохимия лав и глубинных включений; формационный анализ и петрогенезис.

**ВВЕДЕНИЕ**

На шельфе Берингова моря и на прилегающей суше Западной Аляски, Чукотского полуострова и Корякского нагорья распространены позднечетвертичные, плиоценовые и четвертичные оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты, а также высокощелочные базальты (тефриты, базаниты), нефелиниты и меланефелиниты, образующие крупную естественную ассоциацию вулканических пород, которые характеризуются повышенным и высоким содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 7.5-8.5%), титана (до 3-5%) и магния (до 12-14%). В лавах и шлаках щелочных базальтоидов и ультраосновных фойдитов этой вулканической ассоциации постоянно встречаются включения мегакристов и глубинных горных пород (преимущественно шпинелевых перцолитов).

Такие позднечетвертичные вулканические породы известны и в других частях Арктики и Субарктики. Но исключительность рассматриваемого региона состоит в том, что в его пределах, на площади ~1,2 млн. кв. км (около 2,5% от всей территории, расположенной к северу от 55° с.ш.), находится более 90% общего количества вулканитов данного формационного типа, что даёт основание называть его Берингийской провинцией позднечетвертичного щелочно-базитового вулканизма или кратко - Берингийской вулканической провинцией (БВП). Несколько ранее название Bering Sea volcanic province было предложено E.J. Moll-Stalcup (1990) для территории Западной Аляски и шельфа Берингова моря. Как видно на рис. 1, за пределами БВП насчитывается всего 13 местонахождений щелочных

базальтов и ультраосновных фойдитов позднечетвертичного возраста; это либо отдельные вулканы, либо небольшие вулканические поля. Три из них находятся на территории Аляски и десять - на Северо-Востоке Азии, образуя подобие ореолов вокруг БВП.

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БВП**

Замечательно положение БВП в общей структуре Арктики и Субарктики: она расположена на перешейке континентальной земной коры, соединяющем Евразийский и Северо-Американский материк (см. рис. 1). На севере к перешейку примыкает Канадская котловина Северного Ледовитого океана. Образование ее относится к позднему мезозою (Вогт и др., 1984; Джексон и Джонсон, 1984; Hall, 1973) и было результатом океанизации континентальной земной коры (Белоусов, 1989), сопровождавшейся большеобъемными излияниями толеитовых базальтов.

На юго-западе БВП граничит с глубоководной областью Берингова моря, состоящей из трех впадин с различным возрастом новообразованной океанической земной коры: поздний мел-кайнозой - Алеутская, кайнозой - Бауэрс и Командорская (Голубев, 1994) Формирование этих морфоструктур также сопровождалось излияниями толеитовых базальтов. От Тихого океана впадины Берингова моря отделены Алеутской вулканической дугой, западный фланг которой (протяженностью более 1000 км) распространяется на область земной коры континентального типа. На всем протяжении с эоцена и до наших дней Алеутская вулканическая

дуга развивается как зона известково-щелочного (андезитового) вулканизма.

Заканчивая обзор положения БВП в структуре Арктики и Субарктики, надо обратить внимание на западную часть Северного Ледовитого океана и ее континентальное обрамление. Активное развитие позднекайнозойского и современного базальтового вулканизма в срединно-океаническом хребте

Гаккеля-Нансена (западная котловина океана) не сопровождается сколько-нибудь заметными проявлениями щелочно-базитового вулканизма на примыкающих континентальных массивах. Это косвенным образом свидетельствует в пользу того, что причины, вызвавшие образование БВП, надо искать не в латеральных взаимодействиях литосферных блоков, а в особенностях строения

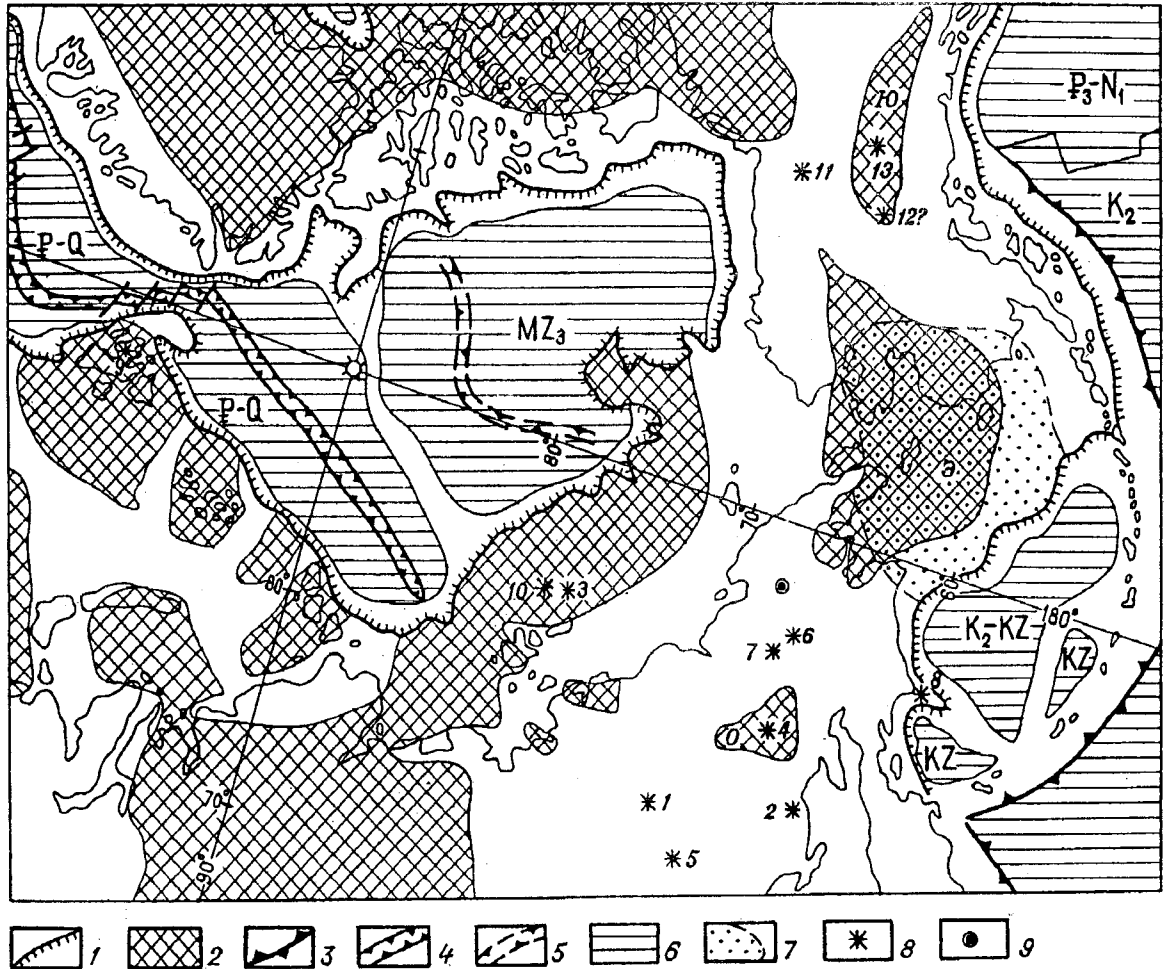


Рис.1. Положение Берингийской вулканической провинции в структуре Арктической и Субарктической зон Земли (схема составлена с использованием работ Богданова и др., 1987; Голубева, 1994; Сурнина и др., 1988; Тектонической карты мира., 1984; Hall, 1973; Korago and Yevdokimov, 1994; Latest Cretaceous..., 1994).

1 - бровка континентального шельфа (по изобате 1000 м); 2 - дорифейская континентальная кора платформ и срединных массивов (буквенные обозначения: О - Омолонский, Э - Эскимосский, Ю - Юконский срединные массивы); 3 - осевая линия глубоководного желоба; 4 - рифтовая зона современного срединно-океанического хребта; 5 - осевая зона позднемезозойского - срединно-океанического хребта; 6 - океаническая земная кора (индекс - возраст океанизации: MZ<sub>3</sub> - поздний мезозой, K<sub>2</sub> - поздний мел, K<sub>2</sub>-KZ - поздний мел - кайнозой, KZ - кайнозой, P-Q - палеоген - четвертичный, P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub> - олигоцен-миоценовый); 7 - Берингийская вулканическая провинция (БВП); 8 - местоположение позднекайнозойских щелочных базальтов и ультраосновных фондитов за пределами БВП: 1 - вулкан Балаган-Тас на р.Моме, 2 - междуречье Кананыги-Вилиги, 3 - острова Жохова и Вилькицкого, 4 - верховье р.Кедон, 5 - верховье р.Индибирки, 6 - р.Пеледон (правобережье верхнего течения р.Анадырь), 7 - Алучинские вулканы (р.Бол.Ангой), 8 - хребет Ширшова, 9 - острова Шпицберген, 10 - остров Беннетты, 11 - среднее течение р.Поркюпайн, 12 - вулкан Баззард на левобережье р.Тананы, 13 - вулкан Приндле на междуречье Юкон-Танана; 9 - впадина озера Эльгыгытгын.

фундамента и истории развития глубинных процессов региона, который в позднем кайнозое стал ареной интенсивного щелочно-базитового вулканизма.

### ФУНДАМЕНТ БВП

Граница БВП, показанная на рис. 1 и 2, является условной в том смысле, что проведена она по крайним известным местонахождениям крупного, но достаточно компактного поля распространения щелочных базальтоидов и ультраосновных фойдитов. Большая часть площади и самые крупные лавовые поля БВП расположены на Эскимосском срединном массиве (ЭСМ). На юге граница ЭСМ показана условно: предполагается, что южную часть шельфа Берингова моря, где также известны проявления позднекайнозойского щелочно-базитового вулканизма, образуют складчатые структуры мезозойского и кайнозойского, которые выделяются на суше Аляски и Коряжского нагорья. За юго-западную границу БВП принята кромка континентального шельфа, сформировавшаяся в ходе развития Алеутской глубоководной котловины.

Итак, главным и достаточно установленным тектоническим элементом структур основания (фундамента) БВП является ЭСМ - крупный блок дорифейской континентальной земной коры, в фанерозое неоднократно подвергавшийся деструкции. ЭСМ окружен разновозрастными складчатыми сооружениями. На севере - это палеозойские хр. Брукса и мезозойские Чукотской геосинклинальной системы; на юго-востоке - мезозойские Южно-Аляскинской, а на западе и юго-западе - кайнозойские Анадырско-Коряжской эвгеосинклинальных систем. На Аляске простирание геосинклинальных структур строго параллельно границам Эскимосского массива, тогда как на Чукотке структуры геосинклинальных систем ориентированы в целом дискордантно по отношению к границам массива. Асимметрия структурных отношений, по-видимому, предопределила многие важные особенности строения и развития восточной и западной частей Эскимосского массива.

В кристаллическом фундаменте (архей) ЭСМ ультрамафиты отсутствуют. Также нет сколько-нибудь надежных указаний на проявления ультраосновного магматизма на массиве в течение рифея и палеозоя.

К началу мезозойского тектонического цикла (в позднем палеозое) западная часть ЭСМ, включавшая территорию полуостровов Чукотского и Сьюарда, представляла собой, по-видимому, единое крупное поднятие, разрушение которого началось в перми (?) заложением Мечегменской структуры рифтового типа. Главным деструктивным фактором, вызвавшим образование Мечегменской грабен-

-синклинали, был глубинный базитовый магматизм, свидетельством чему являются многочисленные интрузивы габбро и диабазов в ее пределах.

Восточная половина ЭСМ, вероятно, была относительно опущенной, а сопредельные геосинклинальные структуры простирались параллельно его границам. Здесь с развитием мезозойского тектогенеза может быть связано образование пограничных рифтовых структур ("пояс Ангаючам" и его аналоги) (Patton et al., 1989), в которых формировались офиолитовые комплексы. Продолжением этих структур на Чукотке возможно является позднетриасовая Вельмайская зона (Тынанкергав и Бычков, 1987).

Раннемезозойский деструктивный процесс распространялся, по всей вероятности, и на внутреннюю область ЭСМ. Следствием его могут быть проявления основного вулканизма и интрузии ультрамафитов, а также глаукофановый метаморфизм в номском кристаллическом комплексе на полуострове Сьюард (Недомолкин, 1977; Hannula et al., 1991).

По-видимому, к позднему мезозою поднятая западная часть ЭСМ распалась на три обособленных блока-поднятия: Северо-Чукотское, Южно-Чукотское и Сьюардское.

На начальной стадии позднемезозойского тектогенеза (в поздней юре-неокоме) широко и разнообразно проявился ультраосновной магматизм в Анадырско-Коряжской геосинклинальной системе. Связанная с этими процессами деструкция континентальной коры ЭСМ распространилась главным образом на Южно-Чукотское поднятие, где возникли Золотогорская рифтовая структура и несколько мелких впадин с проявлениями основного вулканизма. Очаги глубинного магматизма, вызвавшего деструкцию континентальной коры, располагались теперь, по-видимому, на глубинах генерации ультраосновных расплавов. Их производными могут считаться ультрамафиты (гарцбургиты, пироксениты, дуниты) ухэтвеевского комплекса (см. рис. 2). Глубинное магнообразование под Южно-Чукотским поднятием продолжалось и в середине мела, когда на территории Северо-Востока Азии развивался грандиозный геологический процесс - магматизм ОЧВП. В этот этап геологической истории Чукотского полуострова образовались матачингайский (гарцбургиты, пироксениты), куоватхыргынский (дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро) и эргувемский (гарцбургиты, дуниты, перцолиты, пироксениты) комплексы ультрамафитов. По-видимому, близки им по возрасту тела ультрамафитов, залегающие среди меловых вулкаников на правом берегу р. Юкон и на левобережной части бассейна р. Уналаклит (Geologic map of Alaska, 1980; Patton et al., 1989).

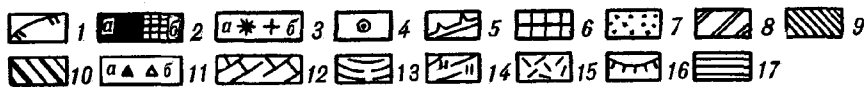
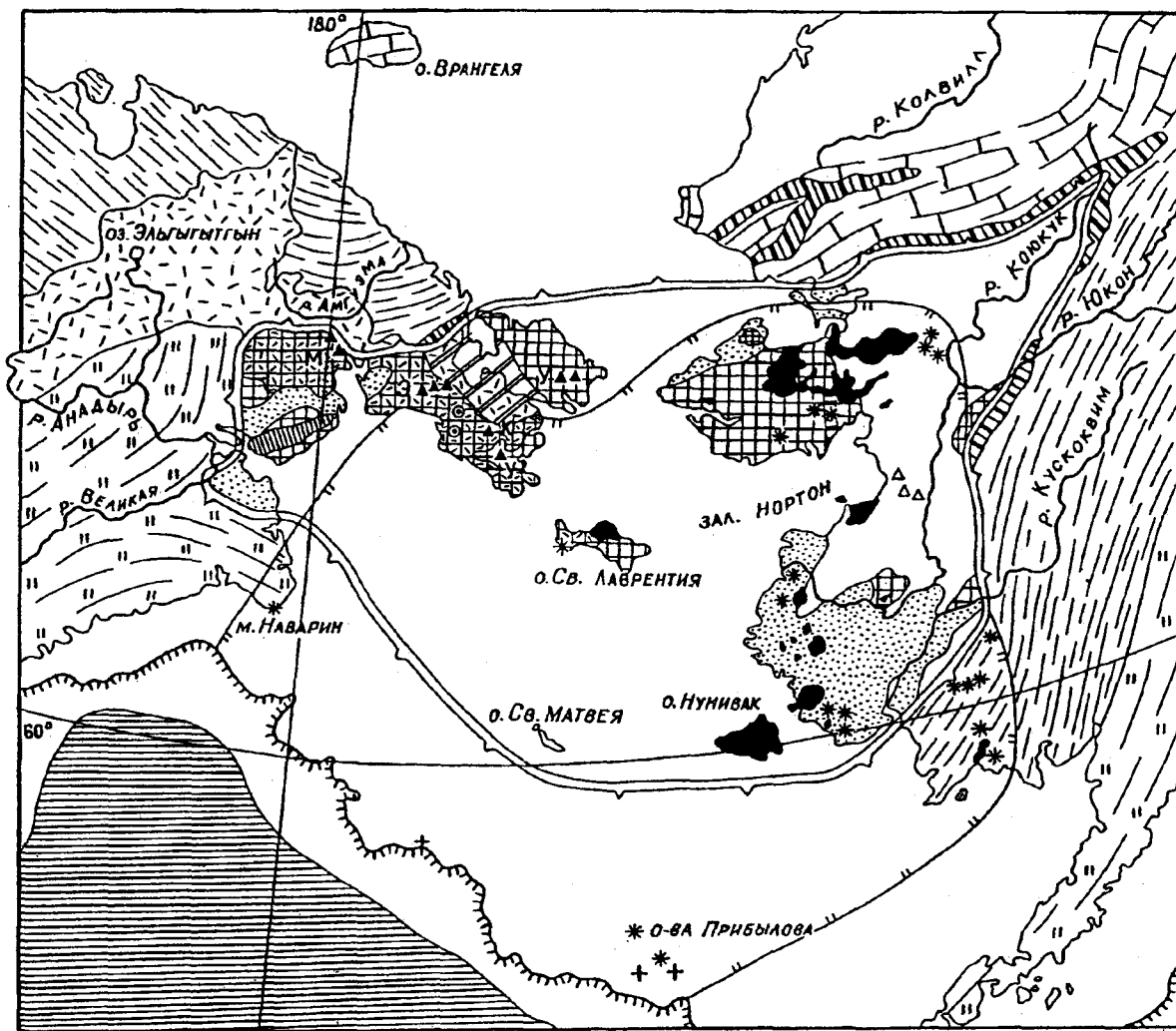


Рис.2. Берингийская вулканическая провинция (схема составлена с использованием работ (Geologic map of Alaska., 1980; Latest Cretaceous..., 1994; Patton, 1973; Patton et al, 1989).

1-4 - Берингийская вулканическая провинция: 1 - граница провинции; 2, 3 - толенты, щелочные базальты и базаниты (2а - крупные лавовые поля, 2б - поле фреатического вулканизма; 3а - отдельные вулканы и мелкие лавовые поля, 3б - местоположение поднятых драгой образцов); 4 - ультраосновные фойдиты Чукотского полуострова.

5-9 - Эскимосский срединный массив: 5 - предмезозойская граница срединного массива; 6 - поднятия дорифейского кристаллического фундамента, частично или полностью перекрытого деформированными палеозойскими отложениями; 7 - кайнозойские отложения впадин на массиве; 8 - раннемезозойская Мечегменская рифтовая зона; 9 - позднемезозойская Золотогорская рифтовая зона. 10 - позднепалеозойские - раннемезозойские краевые и внутренние (?) офиолитовые зоны; 11 - ультрамафитовые интрузивы: а - ранне- и среднемолодые на Чукотском полуострове (У - усхэтвеемский, М - матачингайский, К - куюватхыргынский, Э - эргувеемский комплексы), б - мезозойские (без уточнения) на Аляске; 12-14 - складчатые системы палеозой (12), мезозой (13), кайнозой (14); 15 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 16 - граница континентального шельфа по изобате 1000 м; 17 - позднемеловая-кайнозойская океаническая кора Алеутской котловины.

Отмеченные проявления ранне- и средне-мелового ультраосновного магматизма указывают на продолжавшуюся до конца мезозоя высокую активность очагов глубинного магмообразования под ЭСМ. Достоверных данных о ранне- и среднекайнозойском мантийном магматизме на ЭСМ нет.

Распространение позднекайнозойских щелочных базальтоидов и ультраосновных фойдитов на территории Арктики и Субарктики (см.рис.1) позволяет предполагать, что образование их вызвано какими-то общими глобальными причинами. Однако формирование БВП как части этого общего вулканического явления, несомненно, было подготовлено процессами мантийного магмообразования под ЭСМ на протяжении всего мезозоя и, таким образом, стало продолжением их на новейшем этапе развития ЭСМ.

### ВОЗРАСТ БВП

БВП изучена еще слабо и крайне неравномерно. Особенно ощутим недостаток знаний по истории вулканизма и структурной палеовулканологии.

Самые ранние проявления щелочно-базитового вулканизма (26-28 млн л., К-Аг определения возраста) установлены в вулканическом поле Имурук на полуострове Сьюард (Moll-Stalcup, 1990). Но подавляющая часть вулканистов этого поля имеет возраст моложе 6 млн л.; образовались они в четыре стадии: 5,8-2,2 млн л.; 0,9-0,8 млн л.; поздний плейстоцен; голоцен. Две стадии вулканической деятельности выделяются на острове Нунивак: 6-3 млн.л. и 1,7-0 млн л. (Moll-Stalcup, 1990). Остальные вулканические поля Западной Аляски и островов Берингова моря образовались (по данным К-Аг определений) в позднем плиоцене, плейстоцене и в голоцене.

Возраст лав наваринского комплекса (мыс Наварин, восточная часть Корякского нагорья) - 1,59-1,45 млн л. (Федоров и др., 1993). К позднему миоцену - раннему плиоцену, по палинологическим данным, относятся ультраосновные фойдиты Чукотского полуострова (Акинин и др., 1988); К-Аг определения возраста этих лав дают значения от 10,0 до 3,9 млн.лет. (Апт, 1994).

### СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Во всех вулканических полях БВП, кроме Чукотского, резко преобладают щелочные оливиновые базальты и толеиты (95-97%), а на долю базанитов, тефритов, гавайитов и нефелинитов приходится не более 3-5% (Moll-Stalcup, 1990; 1994). На Чукотском полуострове известны только высокощелочные лавы, причем 97% составляют ультраосновные фойдиты (оливиновые меланефели-

ниты и лейцит-оливиновые меланефелиниты), а 3% - тефриты.

В наиболее хорошо изученных вулканических полях островов Св.Лаврентия и Нунивак, п-ова Сьюард, южного берега залива Нортон установлено, что оливиновые щелочные базальты и толеиты образуют группы небольших щитовых вулканов, сложенных многочисленными потоками пахоэхоз лавы (Moll-Stalcup, 1990). Однако на севере п-ова Сьюард, в вулканическом поле Дэвил, наряду с мелкими щитовыми вулканами распространены крупные маары и связанные с ними тефроида преимущественно толеитового состава (Hopkins, 1988). Существует мнение, что образование мааров было вызвано проникновением грунтовых вод в периферические магматические очаги (Hopkins, 1988, Logenz, 1986). Однако мне представляется, что это результат фреатических извержений высокогазонасыщенной основной магмы.

Извержения базанитов, тефритов, гавайитов и нефелинитов предшествуют и следуют за большеобъемными излияниями щелочных оливиновых базальтов и толеитов. Характерной особенностью этой высокощелочной ассоциации вулканистов является постоянное присутствие в лавах разнообразных глубинных включений (нодулей ультраосновных горных пород, мегакристов) (Moll-Stalcup, 1990; 1994).

Базаниты, гавайиты, нефелиниты заключительной стадии развития вулканических полей образуют короткие лавовые потоки, многочисленные шлаковые конусы, пещловые отложения. На острове Нунивак анальцимовые и нефелиновые базаниты и нефелиниты образуют около 50 небольших конусов и четыре кратера -маара; они составляют зону протяженностью ~ 40 км и шириной до 12 км, ориентированную в широтном направлении. Также широтное простираие имеет зона шлаковых конусов (около 80 единиц) и коротких лавовых потоков базанитов, гавайитов и нефелинитов на острове Св.Лаврентия. Кратеры - маары базанитов известны в вулканическом поле на южном берегу залива Нортон (Moll-Stalcup, 1990).

Есть основания полагать, что зоны разрывных нарушений субширотного направления играли значительную роль в конфигурации и пространственной ориентировке не только поздней высокощелочной ассоциации, но и таких крупных вулканических полей, как Имурук и Селавик на полуострове Сьюарда.

На Чукотском полуострове подробно изучены два ареала позднекайнозойских вулканистов - Нунямувеемский и Энмеленский, расстояние между которыми составляет немногим более 20 км.



В Нунямувеевском (северном, см.рис.2) ареале распространены оливиновые меланефелиниты, а в Эмеленском (южном) - лейцит-оливиновые меланефелиниты, в составе которых выделяются три структурно-минеральных типа (Акинин и Апт, 1994; Апт, 1994). Тефриты присутствуют в обоих ареалах.

В Эмеленском ареале излияние тефритов предшествовало извержениям лейцит-оливиновых меланефелинитов. Соотношение тефритов и оливиновых меланефелинитов Нунямувеевского ареала не установлено. Морфология лавовых потоков и условия извержения оливиновых меланефелинитов и тефритов сходны. Это преимущественно массивные, однородные лавы, не содержащие глубинных включений. Вулканические аппараты имели небольшие размеры и располагались только в долинах водотоков; излияния были спокойными, равномерными. Среди лейцит-оливиновых меланефелинитов наблюдается значительное разнообразие как структурно-минеральных, так и текстурных типов лав; характерны интенсивно окисленные шлаки. Вулканические аппараты располагались на склонах и водоразделах. Крупный Эмеловеевский вулкан (около 1,5 км в поперечнике) дал три больших лавовых потока, имел несколько боковых паразитических аппаратов. В руине этого вулкана реконструируются эструзии - бокки, остатки пирокластических склоновых отложений. Извержения лейцит-оливиновых меланефелинитов происходили импульсивно: выбросы шлаков и пирокластиков чередовались с относительно спокойными излияниями лав. Только в лейцит-оливиновых меланефелинитах содержатся разнообразные глубинные включения.

Общий объем характеризуемых ультраосновных фойдитов и тефритов Чукотского полуострова (не более 1,0 куб.км) ничтожно мал в сравнении с объемами лав вулканических полей Аляски. Но отсутствие базальтов и резкое преобладание ультраосновных щелочных лав придают этой вулканической ассоциации как части БВП особое значение.

### СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

Лавы вулканических полей Западной Аляски и островов Берингова моря характеризуются достаточно устойчивым общим петрографическим и химическим составом. По заключению E.J.Moll-Stalcup они аналогичны лавам Гавайских островов, но отличаются от них пониженным содержанием CaO (1990). Более того, при рассмотрении диаграмм (Moll-Stalcup, 1990; рис.11) видно, что среди этих лав отсутствуют типичные для Гавайских вулканов толеиты ( $\text{SiO}_2 = 47-52\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,0-4,7\%$ ) с

содержанием  $\text{K}_2\text{O} < 0,5\%$  (MacDonald and Katsura, 1964; Volcanism in Hawaii, 1987).

При общем качественном подобии рассматриваемой ассоциации лав БВП, называемых E.J.Moll-Stalcup Bering Sea basalts, с лавами Гавайских островов надо иметь в виду, что наша ассоциация более щелочная, ибо в ней отсутствуют типичные для Гавайских вулканов толеиты, и более калиевая. В целом она может параллелизоваться лишь с щелочной серией лав Гавайских вулканов, на долю которой приходится лишь 1-2% общего объема этих вулканических островов (Hughes, 1982, с.295). Щелочные оливиновые базальты и подчиненные им толеиты составляют около 95% объема вулканических полей БВП. Они образуют небольшие щитовые вулканы и в структурном отношении являют собой подобие грандиозных щитовых вулканов Гавайских островов, которые сложены преимущественно бедными калием толеитами. Щелочной серии Гавайских вулканов структурно могут соответствовать лишь высокощелочные базальтоиды и нефелиниты, которые формировались на поздней стадии развития крупных вулканических полей БВП и составляют не более 3% их объема.

Чукотские ультраосновные фойдиты и тефриты существенно отличаются от кратко охарактеризованной выше вулканической ассоциации Bering Sea basalts, что хорошо видно на диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Акинин и Апт, 1994, рис.1).

Из таблицы следует, что между оливиновыми меланефелинитами Нунямувеевского ареала и лейцит-оливиновыми меланефелинитами Эмеленского ареала существуют хоть и малозначимые, но достаточно определенно проявленные различия химизма. Более ранние, спокойно изливавшиеся, лишенные глубинных включений оливиновые меланефелиниты Нунямувеевского ареала содержат несколько больше  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ , больше - CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$  и меньше -  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , чем более поздние, импульсивно извергавшиеся, содержащие разнообразные глубинные включения лейцит-оливиновые меланефелиниты Эмеленского ареала. При этом они почти не отличаются по содержанию MgO.

Тефриты, как отмечалось ранее, по текстурным признакам и условиям извержения сходны с оливиновыми меланефелинитами, но в особенностях их химизма обнаруживаются тенденции, связывающие их с лейцит-оливиновыми меланефелинитами - это обнаруживается прежде всего по содержанию в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO и увеличению относительной роли  $\text{K}_2\text{O}$ , хотя в целом содержание щелочей в них ниже, чем в других лавах. При заметном увеличении в тефритах количества  $\text{SiO}_2$

## Средний химический состав ультраосновных фойдитов и тефритов Чукотского полуострова

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	42,43	44,25	41,15	42,63	41,16
TiO <sub>2</sub>	3,46	3,50	4,23	3,89	4,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,26	12,35	12,16	11,58	12,35
FeO*	13,38	12,12	13,06	12,59	13,40
MnO	0,19	0,16	0,16	0,15	0,14
MgO	12,89	11,87	12,37	12,96	12,49
CaO	10,17	9,74	8,92	9,28	8,34
Na <sub>2</sub> O	4,10	3,27	3,71	3,57	3,79
K <sub>2</sub> O	2,11	1,99	3,42	2,56	3,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,94	0,69	0,76	0,73	0,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O к-во анализов	1,94 4	1,64 5	1,09 15	1,39 8	1,09 2

**Примечание.** FeO\* = FeO+0,9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; результаты анализов пересчитаны на сухой состав и приведены к 100%.

1 - оливиновые меланефелиниты Нунымувеевского ареала; 2 - тефриты Нунымувеевского и Энмеленского ареалов; 3,4 - лейцит-оливиновые меланефелиниты, 5 - лейцит-оливиновые гиаломеланефелиниты Энмеленского ареала.

содержание TiO<sub>2</sub> остается таким же, как в оливиновых меланефелинитах, а MgO понижается лишь на 1%.

На Аляске меланефелиниты редки; они более натровые и менее титанистые, чем чукотские (Е. J. Moll-Stalcup, устное сообщение). Ближайшим аналогом лейцит-оливиновых меланефелинитов Чукотки являются лавы междуречья Кананыги и Вилиги (Ичетовкин и др., 1970), но среднее содержание TiO<sub>2</sub> в них ниже (~2,5%), а Na<sub>2</sub>O - выше; отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O такое же, как в тефритах Чукотского полуострова, Кананыга-Вилигинский ареал ультраосновных фойдитов находится во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (напомним, что чукотские ультраосновные фойдиты наложены на вулканы фланговой зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса).

Лавы, сходные по составу с чукотскими оливиновыми меланефелинитами и лейцит-оливиновыми меланефелинитами, обнаружены на острове Жохова (Силантьев и др., 1991), однако они менее титанистые. С ними ассоциируют, с одной стороны, более магнезиальные (пикритового типа), а с другой - более щелочные (натровые) разновидности.

Ближние по возрасту петрохимические аналоги чукотских ультраосновных фойдитов за пределами

Арктики и Субарктики встречаются в различных геотектонических обстановках.

В Приморье на Ханкайском срединном массиве известен вулкан Меркушовский, лавы которого характеризуются петрохимическим составом, промежуточным между лавами Нунымувеевского и Энмеленского ареалов Чукотки (Щека, 1983). Близки к чукотским ультраосновным фойдитам меланефелиниты бассейна р. Чикой и хребта Удокан в Забайкалье (Поляков и Багдасарян, 1986; Ступак, 1983), но они содержат меньше TiO<sub>2</sub> и несколько менее щелочные при Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,4-1,5. Также менее титанистые лавы натриевых серий Восточно-Африканской рифтовой системы (Герасимовский и Поляков, 1974; с.34) и Тасмании (Adam, 1990), часть которых по общему химическому составу близка оливиновым меланефелинитам (Нунымувеевский ареал) Чукотки.

Высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> = 3-4%) ультраосновные щелочные лавы, известные на островах Атлантического океана (анкарамиты о-вов Гран-Канария и Фернанду-ди-Норинья (Щелочные породы, 1984, табл.5.1), отличаются от чукотских резко пониженным содержанием K<sub>2</sub>O; анкарамиты острова Таити имеют в целом более низкую

щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} = 1,59$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 1,18$  (Щелочные породы, 1984; таблица 5.1).

Таким образом, лейцит-оливиновые меланефелиниты Чукотского полуострова выделяются среди близких по содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  позднекайнозойских лав более высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$ . Высокотитанистые ультраосновные щелочные лавы океанических островов всегда содержат меньше  $\text{K}_2\text{O}$ , чем чукотские.

### ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Состав глубинных включений в щелочных лавах БВП в целом такой же, как и в других регионах проявления щелочно-базитового и щелочно-ультраосновного вулканизма. Как и в других регионах, здесь также наблюдаются определенные вариации состава глубинных включений, обнаруженных в разных вулканических полях и в разных по составу лавах.

Так, на острове Нунивак в базанитах и нефелинитах встречены шпинелевые лерцолиты (преобладают), дуниты, расслоенное габбро, а также мегакристы анортклаза, глиноземистого клинопироксена и керсутита. В базанитах острова Св. Лаврентия - деформированные перидотиты и габбро; в вулканическом поле Имурук на полуострове Сьюард в базанитах наблюдались лерцолиты и гарцбургиты, а в оливиновых нефелинитах на левобережье р.Юкон - лерцолиты и оливиновые габбро (Moll-Stalcup, 1990).

Значительно разнообразнее состав глубинных включений в лейцит-оливиновых меланефелинитах Энмеленского ареала. Около 87,7% от общего количества включений приходится на горные породы (в том числе шпинелевые лерцолиты ~85%; остальные 2,7% - шпинелевые гарцбургиты, дуниты, шпинелевые клинопироксениты, пегматоидные пироксениты, гигантозернистые ортопироксениты, бесшпинелевые лерцолиты, шпинелевые вебстериты, плагиоклазсодержащие ортопироксениты, оливин-пироксеновый кумулат, глимерит, эссексит, шпинелевое габбро меланократовое, шпинелевый габбронорит, габбронорит субщелочной, эссексит, габбро лейкократовое, габбронорит лейкократовый) и 12,3% - на мегакристы (3,8% - прозрачный клинопироксен, 3,3% - матовый клинопироксен, 3% - ильменит, 1,1% - ортопироксен, 0,7 - оливин, 0,4 - биотит) (Акинин и Апт, 1994).

Хотя глубинные включения встречены только в высокощелочных лавах, можно уже сейчас утверждать, что прямая связь между щелочностью лав и наличием-отсутствием в них глубинных включений не устанавливается. Так, спокойно изливавшиеся оливиновые меланефелиниты Нунымувеевского ареала (ранняя стадия), заведомо более

щелочные, чем базаниты из ассоциации Bering Sea basalts, не содержат глубинных включений. Все разнообразие этих образований на Чукотке связано с лейцит-оливиновыми меланефелинитами Энмеленского ареала, которые относятся к поздней стадии вулканической деятельности, характеризовавшейся высокой эксплозивностью.

Высокая эксплозивность, как и отмеченные различия химизма лав Нунымувеевского и Энмеленского ареалов, вероятно, вызваны резким изменением флюидного режима на конечной стадии вулканического процесса. Состав же магмы несомненно отражался на составе содержащихся в лавах глубинных включений, что видно хотя бы из сравнения ассоциаций включений, обнаруженных на Чукотке, в лавах Bering Sea basalts и на Гавайских островах (Jackson, 1968). Поэтому логично рассматривать выявленные глубинные включения в качестве производных расплава, эволюционировавшего в условиях менявшегося флюидного режима в промежуточных и периферических магматических очагах и в ходе самого извержения в жерле вулканического аппарата, а не ксеногенного материала гипотетической мантии и еще более гипотетических продуктов ее преобразования.

### ВЫВОДЫ

БВП принадлежит к числу крупнейших мировых провинций позднекайнозойского щелочно-базитового и щелочно-ультрабазитового вулканизма, развивающихся в областях рифтогенеза и деструкции дорифейской континентальной земной коры в новейший период развития Земли.

Главные вулканические ареалы БВП распространены на ЭСМ - это самый крупный блок дорифейской континентальной земной коры между Северо-Американским и Евразийским материками. Он окружен разновозрастными фанерозойскими складчатыми системами и находится в самом узком месте континентальной земной коры, разделяющей впадины Северного Ледовитого и Тихого океана - области океанизации (Белоусов, 1989) в позднем мезозое и кайнозое.

Интенсивные деструктивные процессы континентальной земной коры ЭСМ происходили в течение всего мезозоя. Отражением их являются рифтообразные структуры и разновозрастные проявления мантийного магматизма на массиве. Можно полагать, что эти процессы в значительной мере предопределили локализацию здесь интенсивного позднекайнозойского щелочно-базитового и щелочно-ультрабазитового вулканизма. Таким образом, формирование БВП может рассматриваться как продолжение мантийного магмообразования на новейшем этапе развития ЭСМ.

Характерной особенностью химического состава горных пород БВП являются несомненные признаки сходства с составом вулканитов на островах океанов, в частности с гавайскими лавами.

Ближайшие задачи исследований БВП должны быть ориентированы на:

а) структурную палеовулканологию и историю вулканической деятельности, соотношения вулканических полей и структур фундамента;

б) петрографию и геохимию вулканических пород и глубинных включений;

в) формационный анализ и петрогенезис.

И наконец, в Арктической и Субарктической областях Земли известны две позднекайнозойские структуры, формирование которых связано с развитием импактогенеза - это глубокие круглые озера Эльгыгытгын на Чукотке (диаметр 12-14 км, глубина 165 м, возраст 6-3,5 млн л.) (Природа впадины..., 1993, с.10-25) и Lac du Cratere на п-ове Унгава в Канаде (диаметр 3 км, глубина 267 м, возраст 1,3 млн л.) (Природа впадины..., 1993, с. 95-104). В последние годы получены данные об эндогенной природе импактогенеза во впадине оз. Эльгыгытгын и ее окрестностях. Время импактообразования в этих структурах и развития БВП совпадает, как видно из приведенных данных. Наличие на севере полуострова Сьюард ареала фреатического базальтового вулканизма (горы Дэвил) позволяет ставить вопрос о поисках там импактных образований в связи с развитием общей фундаментальной проблемы импактогенеза и вулканизма (Маракушев и др., 1993).

#### ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Апт Ю.Е., Белая Б.В., Белый В.Ф., Люскин А.Д. Возраст щелочно-базитового вулканизма Чукотского полуострова по палинологическим и К-Аг данным//Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. Вып.1. С.13-23.

Акинин В.В., Апт Ю.Е. Эмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1994. 97 с.

Апт Ю.Е. Позднекайнозойский щелочной вулканизм Чукотского полуострова. Автореферат канд.дис. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1994. 17 с.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.:Недра. 1989. 382 с.

Богданов Н.А., Кепежинская В.В., Кепежинская П.К. Кайнотипные вулканиты хребта Ширшова (Берингово море)//Изв. АН СССР. Серия геол. 1987, N3, с.36-45.

Вогт П.Р., Ковач Л.К., Перри Р.К., Тейлор П.Т. Амеразийский бассейн, Северный Ледовитый океан: магнитные аномалии и их расшифровка//

Геология Арктики. Доклады, т.4. 27 МГК. М.:Наука. 1984. С.128-136.

Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки//Восточно-Африканская рифтовая система. Т.III. М.:Наука.1974. С.5-194.

Голубев В.М. Геодинамика и палеотектоника Беринговоморского региона//Бюл. МОИП. Отдел геол. 1994. Вып.2. С.37-51.

Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л. Строение и история развития Амеразийского бассейна// Геология Арктики. Доклады. Т.4. 27 МГК. М.:Наука. 1984. С.119-127.

Ичетовкин Н.В., Силинский А.Д., Фадеев А.П. Кайнозойские щелочные базальтоиды рек Кананьги и Вилиги (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) //Геол. и геофиз. 1970. N 8. С.122-127.

Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феноменов А.Д., Панях Н.А., Федосова С.П. Импактогенез и вулканизм//Петрология, 1993. Т.1. N 6. С.571-595.

Недомолкин В.Ф. Геология Эскимосского срединного массива. Автореферат канд.дис. Владивосток: ДВГИ. 1977. 16 с.

Поляков А.И., Багдасарян Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов// Геохимия, 1986. N 3. С.311-317.

Природа впадины озера Эльгыгытгын/Ред. В.Ф.Белый, И.А.Черешнев. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 230 с.

Силантьев С.А., Богдановский О.Г., Савостин Л.А., Кононкова Н.Н. Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика); петрология и петрохимия эффузивных пород и ассоциирующихся с ними ксенолитов (острова Жохова и Вилькицкого)// Геохимия, 1991, N 2. С.267-277.

Ступак Ф.М. Щелочно-базальтоидные вулканы низовий р.Лурбун (хр.Удокан, Северное Забайкалье)//Геол. и геофиз. 1983. N 8. С.79-87.

Сурнин А.А., Баев В.Г., Гриненко О.В. Щелочные базальты с включениями шпинелевых перидотитов Восточной Якутии//Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. С.54, 55.

Тектоническая карта мира. М-б 1:45 000 000/ Отв.ред. Ю.Г.Леонов, В.Е.Хаин. Л.: Мингео СССР. 1984.

Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения Запада Чукотского полуострова// ДАН СССР. 1987. Т.296, N 3. С.698-700.

Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских

вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья)//Геохимия, 1993, N 9. С.1284-1296.

Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.:Наука. 1983. 167 с.

Щелочные породы (серия Магматические горные породы)/Отв. ред. В.А.Кононова. М.Наука. 1984. 415 с.

Adam J. The geochemistry and experimental petrology of sodic alkaline basalts from Oatlands, Tasmania//J.Petrology. 1990. V.31. N 6. P.1201-1223.

Geologic map of Alaska. Scale 1:2 500 000. 1980.

Hall J.K. Geophysical Evidence for Ancient Sea - Floor Spreading from Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge//Arctic Geology. Memoir 19. AAPG, Oklahoma, USA. 1973. P.542-561.

Hannula K.A., McWilliams M.O., Gans P.B. Triassic or older blueschist facies metamorphism on the Seward peninsula: results of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of white micas from the Nome group. Abstracts GSA meetings. 1991. N 1713.

Hopkins D.M. The Espenberg maars: a record of explosive volcanic activity in the Devil mountain - Cape Espenberg area, Seward peninsula, Alaska. The Bering Land Bridge National Preserve: an archaeological survey. U.S.National Park Sun. Alaska Reg., Research/Management Rep. AR-14. 1988. P. 262-321.

Hughes C.J. Igneous Petrology. Development in Petrology 7. 1982, 551 p.

Jackson D. The Character of the Lower Crust and Upper Mantle beneath the Hawaiian Islands. Upper

Mantle (Geological Processes). Rep. of the Twenty-Third Ses. IGC. 1968. P.135-150.

Korago E.A., Yevdokimov A.N. Later Miocene continental basalt magmatism in the North of Euro-Asia //International Conf. on Arctic Margins. Abstracts. Магадан. СВНЦ РАН. 1994. P.61.

Latest Cretaceous and Cenozoic magmatic rocks of Alaska/By E.J.Moll-Stalcup, D.A.Brew, T.L.Vallier. Geology of Alaska. Vol. G-1 of the Geology of North America (GNA-G1). 1994.

Lorenz V. On the growth maars and diatremes and its relevance to the formation of tuffs ring//Bul. of Volcanology, 1986. V.48. P.265-275.

MacDonald G.A. and Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas: J. Petrology. 1964. V.6. P.82-133.

Moll-Stalcup E.J. Latest Cretaceous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska: U.S.Geological Survey. Open-File Report 90-84. 1990. 108 p.

Moll-Stalcup E.J. The origin of the Bering Sea basalt province, Western Alaska//International Conf. on Arctic Margins. Abstracts. Магадан. СВНЦ РАН. 1994. P.76.

Patton W.W., Jr. Reconnaissance geology at the Northern Yukon-Koyukuk province, Alaska. Geol.Sur.Prof.Paper 774-A. 1973. 17 p.

Patton W.W., Jr., Box S.E., Moll-Stalcup E.J., Miller T.P. Geology of West-Central Alaska. 1989. U.S.Geol.Sur. Open-File Report OF 89-554. 53 p.

Volcanism in Hawaii. V.1. U.S.Geological survey professional paper 1350. 1987. 839p.

### *V.F.Bely*

#### THE BERING VOLCANIC PROVINCE

The Bering volcanic province(BVP) spreads over the Bering Sea shelf, and adjacent lands of Western Alaska, the Chukotsky Peninsula, eastern part of the Koryak Highland. During the last 6 Ma on this territory (2,5% of the total area of Arctic and Subarctic) about 90% of all quantity of alkaline-basic and alkaline-ultrabasic lavas known to the north from 59° northern latitude were formed. The basement of the major portion of the BVP is the Eskimo intermediate massif. Pre-Riphean continental Earth's crust of which in Mesozoic was undergone destruction resulted from the mantle magmatism. The BVP formation was the continuation of this process at the newest stage of the geologic history. The largest BVP fields are composed of tholeiites, alkaline basalts and basanites similar to the late alkaline series of the Hawaii volcanoes. In contrast to them, small fields of the Chukotsky Peninsula lava are composed of ultrabasic foidites. In the products of the late mostly alkaline and explosive eruptions various deep-seated inclusions occur. The composition of these inclusions varies with the change of the host lava content. The major problems of the further BVP studies are: structural paleovolcanology and the history of volcanic fields development, their connection with the basement structures; petrology and geochemistry of lavas and deep-seated inclusions; formational analysis and petrogenesis.

## THE ORIGIN OF THE BERING SEA BASALT PROVINCE, WESTERN ALASKA

*Elizabeth J., Moll-Stalcup*

*U.S. Geological Survey, 959 National Center, Reston, VA, 22092*

The Bering Sea basalt province consists of at least 15 late Cenozoic (less than 6 Ma) volcanic fields that occur on islands in the Bering Sea and along the adjacent west coast of Alaska. Correlative rocks have also been dredged from the submerged continental margin of western Alaska beneath the Bering Sea. The fields are composed of widespread flows of tholeiitic and alkali olivine basalt and small cones, flows, and maar craters of more alkalic basalt, basanite, and rare nephelinite. The more alkalic rocks commonly contain inclusions of peridotite. Although the volcanic fields do not lie along a hot-spot trace, the rocks are compositionally similar to ocean island basalts (OIBs). Total alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) range from 3.8 to 8 wt.% and are negatively correlated with  $\text{SiO}_2$  (44 to 52 wt.%). Trace-element data from volcanic fields on St. Lawrence, Nutivak, and St. Michael Islands and from the Imuruk Lake and Candle areas suggest that all of the rocks are enriched in light rare earth elements (LREEs) and that LREE contents increase with increasing alkalinity. Mg numbers ( $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ) are usually between 50 and 72. Although the rocks show some evidence for fractionation, the dominant control on composition is by varying degrees of partial melting of a mantle source. Trace-element and isotopic data further constrain the mantle source. When normalized to chondritic abundances the rocks have anomalously high Nb and Ta contents relative to alkali and LREE elements, similar to other OIBs. New Pb-isotope data from St. Lawrence Island plot within the field for N-MORB (mid-ocean ridge basalts) on  $^{207/204}\text{Pb}/^{206/204}\text{Pb}$  diagrams and at higher  $^{208/204}\text{Pb}$  than the field for N-MORB on  $^{208/204}\text{Pb}/^{206/204}\text{Pb}$  diagrams. Trace-element ratios ( $\text{Zr}/\text{Nb}, \text{Ba}/\text{La}, \text{K}/\text{Nb}, \text{Th}/\text{Nb}$ ) and Pb isotope data plot on mixing lines between a high  $^{206/204}\text{Pb}$  mantle source (HIMU) and the composition for pelagic or terrigenous sediments. The chemical and isotopic data indicate that the rocks formed in a depleted or HIMU mantle that was contaminated by varying amounts of previously subducted sediments.

### INTRODUCTION

The Bering Sea basalts province consists of at least 15 late Cenozoic volcanic fields that occur in a broad region behind the active Aleutian arc (Fig. 1). The volcanic fields are exposed on islands in the Bering Sea, along the west coast of Alaska, and the east coast of northeast Russia (Fig. 1) and have also been dredged from the extension of Shirshov Ridge (Bogdanov et al., 1987) and from the submerged continental margin of western Alaska (Davis et al., 1993). The fields occur between 250 and 1300 km behind the Aleutian arc. Most of the fields are younger than 6 million years old, but some K-Ar ages from Bering Sea basalts on the Seward Peninsula are as old as 29 Ma (Swanson et al., 1981). The Aleutian arc is considerably older, by some estimates as old as 55-50 Ma (Scholl et al., 1986).

This short report summarizes data on Bering Sea basalts in Alaska including fields at Imuruk Lake on the Seward Peninsula, in the Candle area of the Yukon-Koyukuk basin, on St. Lawrence Island, at St. Michael, at Ingakslugwat, near the town of Bethel, on Nunivak Island, and on the Pribilof Islands (Fig. 2). Bering Sea basalt fields in Russia occur on the Chukchi Peninsula (Akinin and Apt, 1994), at Cape Navarin (Fedorov, et al., 1994), and on the offshore extension of Shirshov Ridge (Bogdanov, et al., 1987).

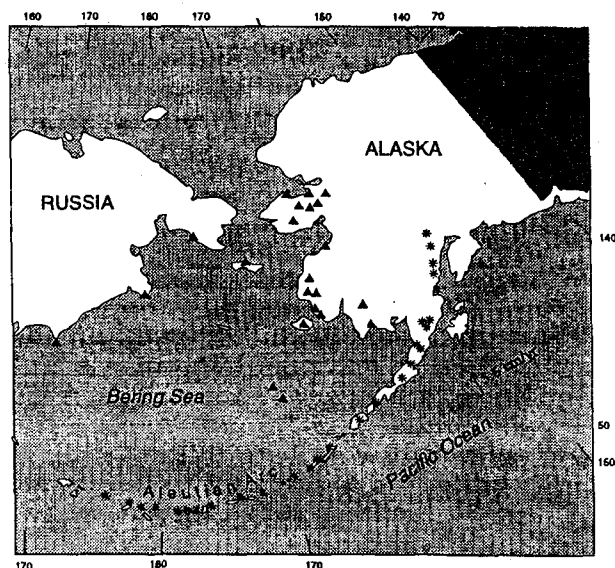


Fig. 1. Map showing the location of the Bering Sea basalts fields (triangles). The Bering Sea basalts occur in a broad region between 600 and 1200 km behind the active Aleutian arc (stars). The Pacific plate is being subducted northward beneath the Aleutian arc at about 5.6 cm/year.

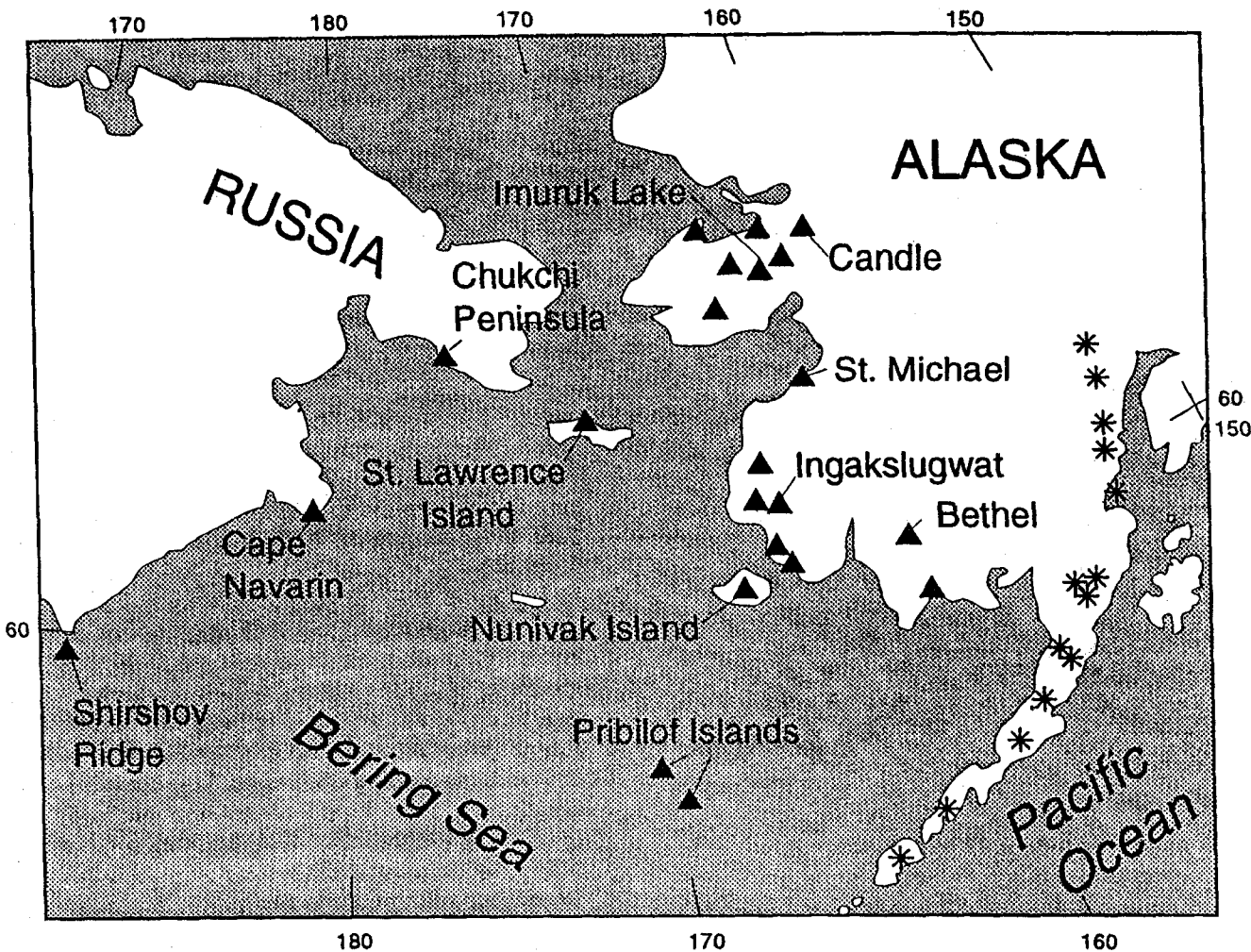


Fig.2. Location of individual Bering Sea basalt fields discussed in this report. Bering Sea basalt fields are shown as triangles; Aleutian volcanoes are shown as stars.

## RESULTS

Most of the Bering Sea basalt fields consist of large volumes of tholeiitic and alkali olivine basalt flows and small volumes of basanite and rare nephelinite, but some of the fields are composed of only tholeiitic or alkalic rocks. In most of the volcanic fields the less alkalic tholeiitic and alkali olivine basalts comprise 97-98 percent of the rocks, whereas 2-3 percent of the rocks are more alkalic basanite and nephelinite. The less alkalic rocks usually erupt as thin, broad pahoehoe flows that build broad shield volcanoes, whereas the highly alkalic basanite and nephelinite form steep-cones, short highly vesicular flows, and ash deposits from maar craters. Highly alkalic rocks generally were erupted early and late in the history of a volcanic field, and underlie and overlie voluminous sequence of less alkalic basalt.

The highly alkalic rocks contain megacrysts of anorthoclase, clinopyroxene, and kaer sutite, and xenoliths

of lherzolite, pyroxene granulite, dunite, harzburgite, chromite gabbro, or bedrock. The less alkalic rocks do not contain megacrysts or xenocrysts. There is some evidence from a Sr isotope study of the Bering Sea basalts from Nunivak Island that the less alkalic rocks have slightly higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70311) than the more alkalic rocks (0.70286) (Mark, 1979; Menzies and Murthy, 1980). The data indicate a complete continuum in Sr isotope composition and incompatible element contents from least alkalic to most alkalic.

Some of the volcanic fields have groups of highly alkalic cones that are aligned east-west defining a zone of weakness or fault. The best example is the volcanic field on St. Lawrence Island, which consists of an large oval shield volcano of alkali olivine and tholeiitic basalt flows overlain by over 70 small cones and short flows of mostly basanite and nephelinite (Fig. 3). Others, such as the fields on the

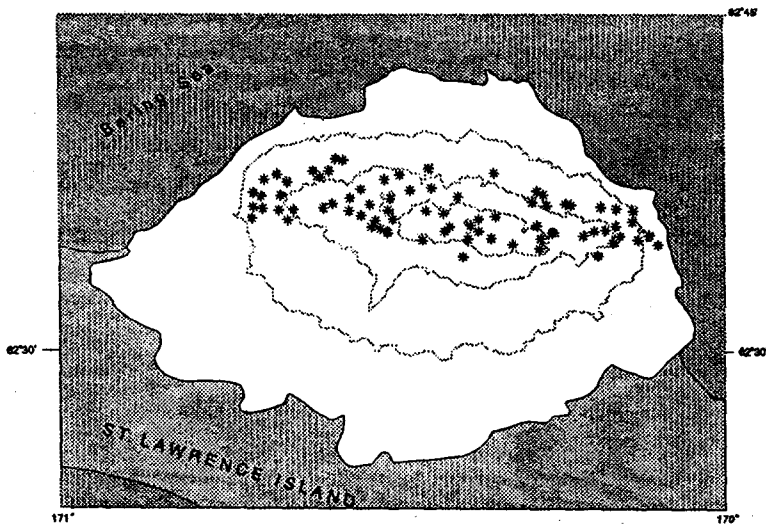


Fig. 3. Schematic map of the Kookooligit volcanic field on St. Lawrence Island in the Bering Sea, after Patton and Csejtes (1980). 500, 1000, and 1500 foot contour interval shown as faint oval lines of decreasing size within the volcanic field. The main part of the volcanic field is a large oval-shaped shield volcano built of tholeiitic and alkali-olivine basalt flows. Overlying the shield volcano are over 70 cones (shown as stars) and short flows of chiefly basanite and alkali basalt.

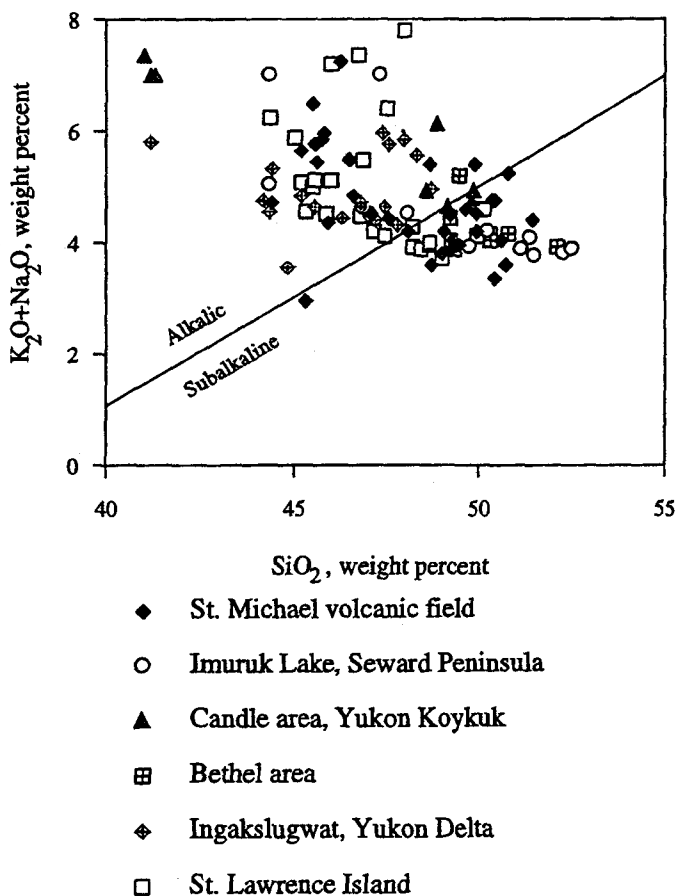


Fig. 4. Plot of total alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  for the Bering Sea basalts showing the decrease in total alkalis with increasing  $\text{SiO}_2$ . These trends are produced by varying degrees of partial melting. The line dividing alkalic from subalkaline divides rocks that are hypersthene normative from those that are nepheline normative. Data on St. Michael, St. Lawrence Island, and Ingakslugwat volcanic field from Hoare, J.M. < unpublished data. Additional data for St. Michael volcanic field, for Imuruk Lake, Candle area, and Bethel area from Moll-Stalcup, unpublished data, 1988-1991.

Pribilof Islands are cut by high angle east-west trending faults.

The Bering Sea basalts have compositions that are generally similar to Hawaiian basalts, but tend to be more alkalic. Total alkalis decrease with increasing  $\text{SiO}_2$  (Fig. 4) similar to Hawaiian basalts. The rocks have high MgO contents (Fig. 5) with fairly high Mg numbers:  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 54-72$  for St. Michael volcanic field, 61-64 for St. Lawrence Island, 57-66 for Imuruk Lake, and 49-68 for the Candle area, 55-59 for the Bethel area, and 57-83 for the Ingakslugwat volcanic field. Highly alkalic rocks contain deep-seated inclusions such as lherzolite, which indicate that the magmas rose quickly to the surface from mantle depths.

All of the Bering Sea basalts are enriched in light rare earth elements (LREE) and the degree of LREE-enrichment increases with increasing alkalinity (Fig. 6). Most of the rocks show no correlation between alkalinity and HREE content which seems to be anchored at about 5-10 times chondritic abundances. Rocks from the Candle area in the Yukon-Koyuk basin field are the most alkalic samples in the Alaskan part of the Bering Sea basalt province and, as expected, have the highest LREE contents. REE patterns for highly alkalic rocks from the Candle volcanic field cross REE abundance patterns for the less alkalic rocks at about Ho (Fig. 7), indicating the presence of considerable garnet in their source (Budahn and Schmitt, 1985).

Bering Sea basalts have anomalously high Nb and Ta contents relative to alkali and LREE elements (Fig. 8), similar to other ocean-island and complementary to the patterns found in arc volcanic rocks. These positive Nb and Ta anomalies cannot be produced by crustal contamination because continental crust typically has negative Nb and Ta anomalies. The occurrence of a positive Nb and Ta anomaly in oceanic basalts led Weaver (1991) to conclude that the source of oceanic basalts may be the residual parts of the subducted slab left in the mantle after arc magmas are generated. In this model water-soluble elements are released from the slab, including subducted sediments, as they sink



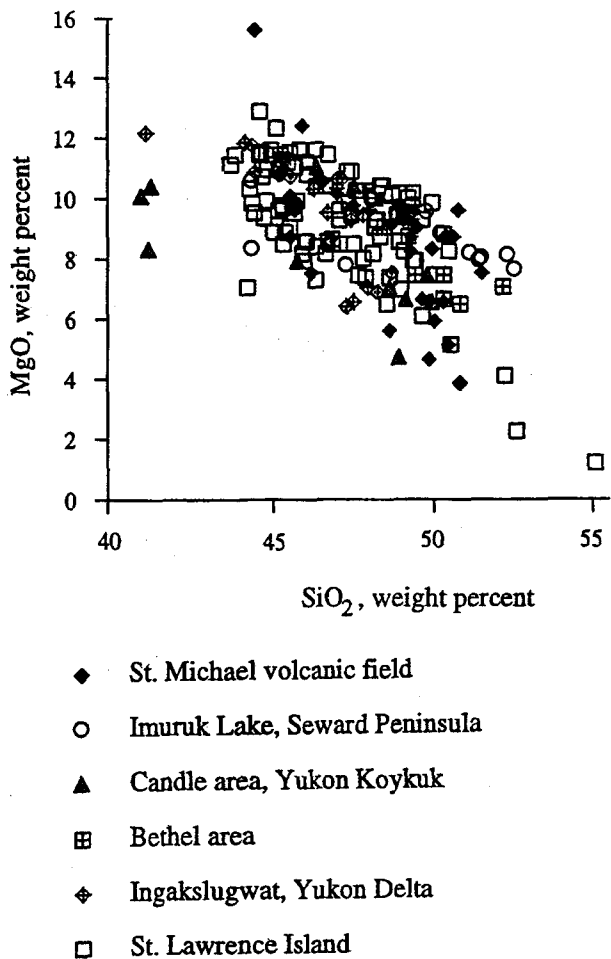


Fig. 5. Plot of MgO vs. SiO<sub>2</sub> for the Bering Sea basalts. Most of the rocks have high MgO contents that decrease with increasing SiO<sub>2</sub>. Data sources the same as fig. 4.

to increasingly higher temperatures and pressures (Ishikawa and Nakamura, 1994). The slab-derived fluid melts or metasomatizes the overlying mantle wedge. Nb and Ta are left behind in the slab during dehydration reactions because they are fixed in anhydrous minerals (probably rutile; Deer et al., 1966, p. 416-417). The Nb and Ta-rich residue is later incorporated into OIB-type magmas. The slab-residue will have the same Sr, Nb, and Pb isotopic composition as slab-derived fluid, but not the same elemental composition.

Most of the Pb isotope data for the Bering Sea basalts plot in the field for N-MORB on a plots of <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs. <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (Fig. 9), or above the field for N-MORB toward more enriched <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb and <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb compositions. Although there is some variation in Pb isotopic composition within a given volcanic field, most of the variation is from one field to another. Pb isotope data for the Pribilof Islands plot below the field for N-MORB on <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs. <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb diagrams (Fig. 9) and have the lowest <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb relative to <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb of any published

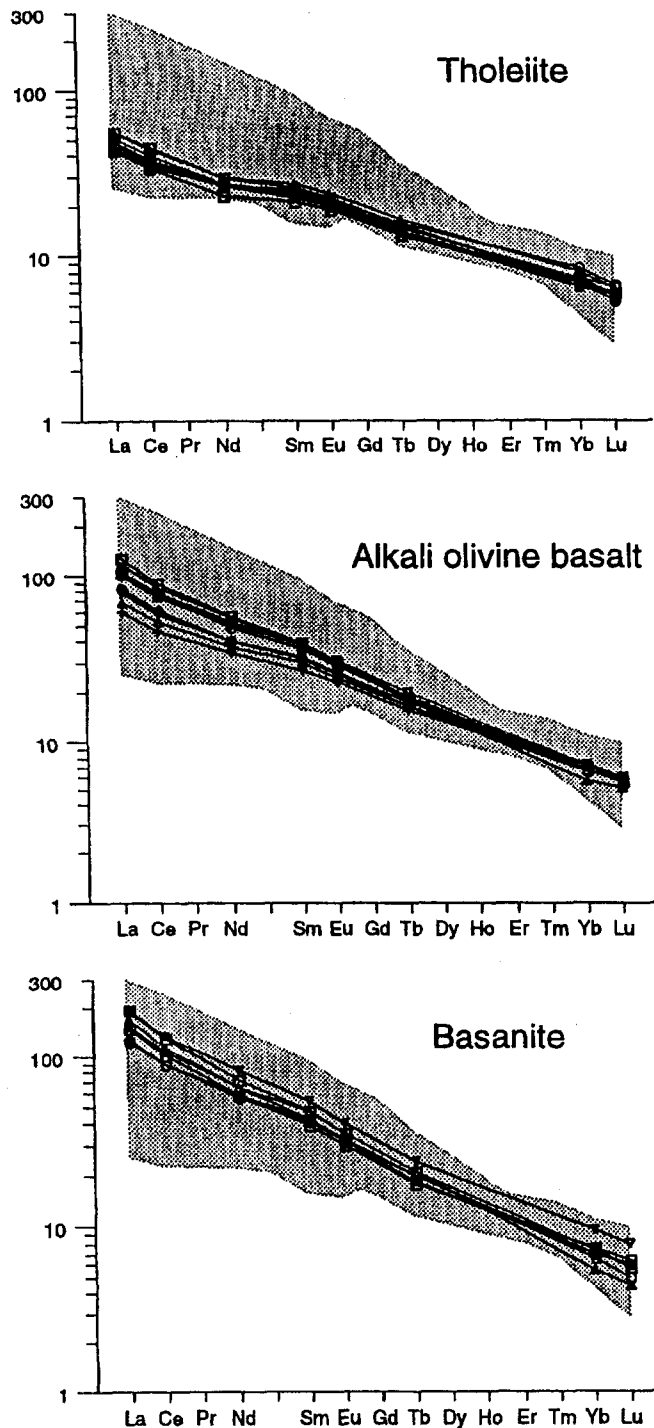


Fig. 6. REE plots for rocks from the Kookooligit volcanic field on St. Lawrence Island group by composition. The gray field represents the range of known compositions for Bering Sea basalts and contains REE data for St. Lawrence Island, St. Michael volcanic field, the Bethel area, the Candle area, and the Imuruk Lake area (Moll-Stalcup, unpublished data, 1981-1991). LREE contents increase with increasing alkalinity while the HREE contents remain approximately constant throughout this range.

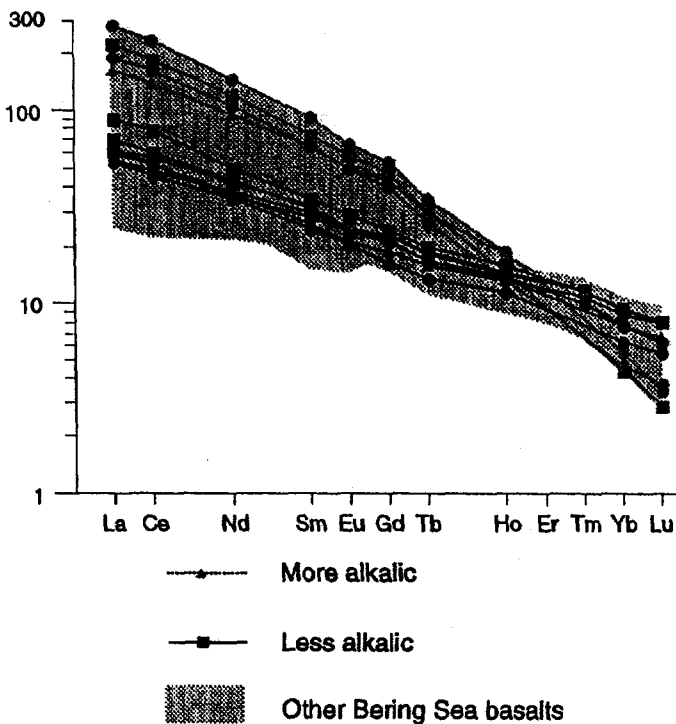
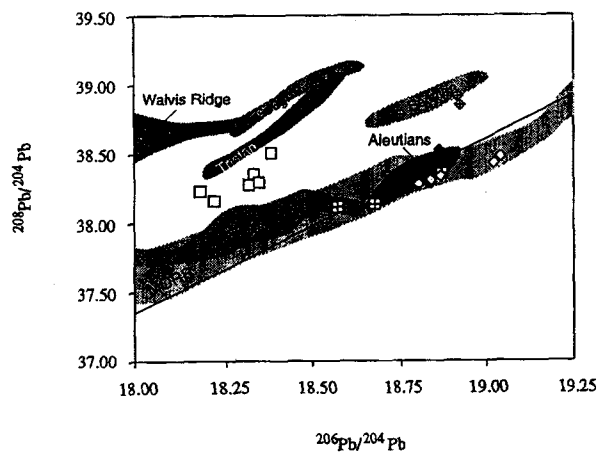
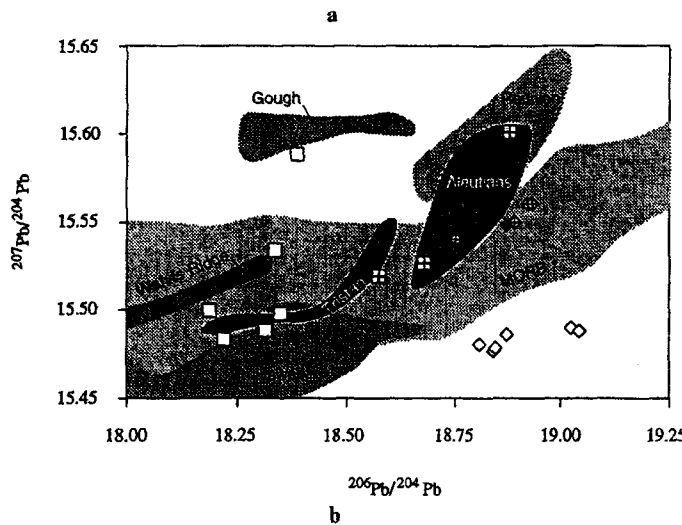


Fig. 7. REE data for rocks from the Candle area in the Yukon Koyukuk basin. These rocks are the alkalic of all the rocks sampled in the Alaskan part of the province.



- ◆ St. Michael volcanic field
- ◇ Pribilof Islands
- St. Lawrence Island
- ◆ Dredged Basanites
- ▣ Bethel area

Fig. 9. a.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and b.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  for Bering Sea basalts from St. Michael volcanic field, the Pribilof Islands, St. Lawrence Island, the Bethel area, and from basanites dredged from the submerged continental margin of western Alaska. Also shown are fields for MORB, the Aleutian arc, and selected oceanic islands (Gough, Reunion, Tristan de Cunha, Walvis Ridge, and Hawaii) from Zindler and Hart (1986). Data from the Pribilof Islands from Kay et al. (1978). Data from the dredged basanites from Davis et al. (1993). Data for the Aleutians from Kay et al. (1978) and Myer and Marsh (1987).

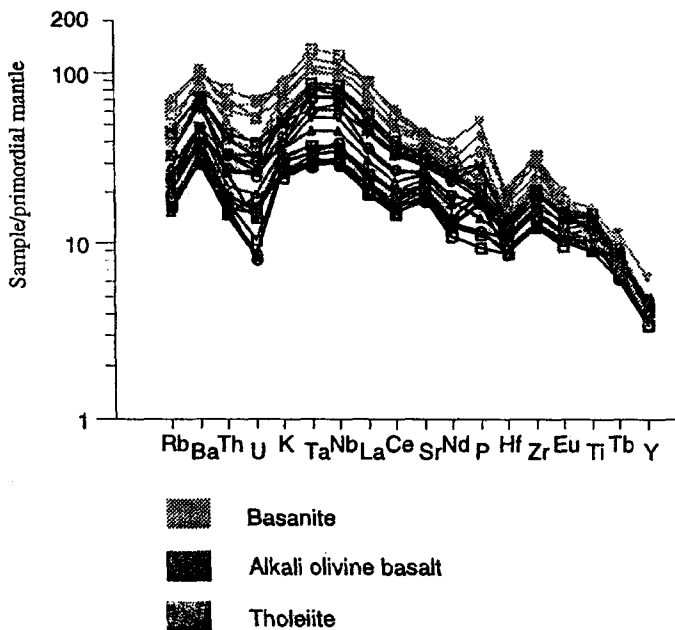
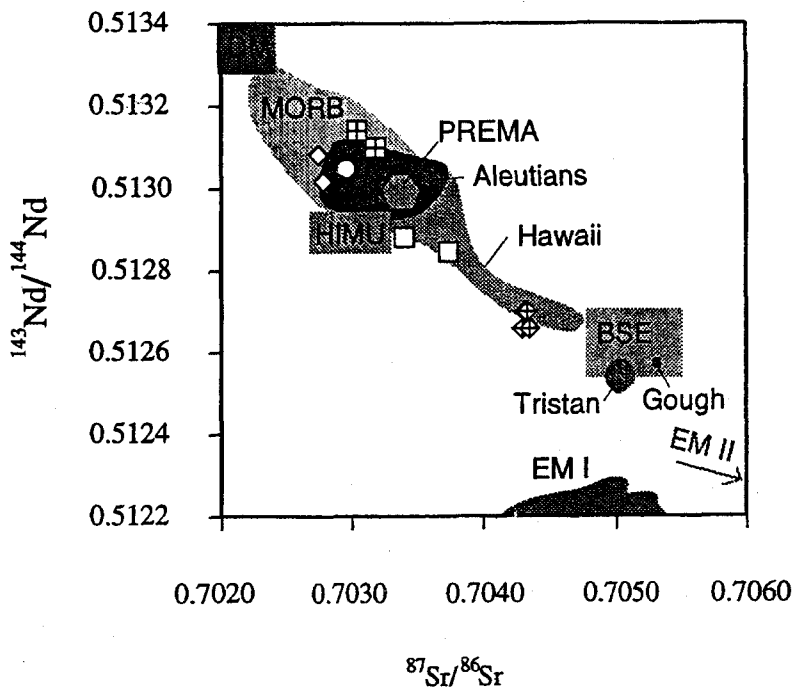


Fig. 8. Spiderplots for data from St. Lawrence Island normalized to the values for MORB given in Wood et al. (1981). The Bering Sea basalts have positive Nb-Ta anomalies relative to the LREE (La) or the alkali elements. Positive Nb and Ta anomalies like these are found only in oceanic island basalt suites and are opposite the negative anomalies found in arc magmas (Weaver, 1991).

data on ocean island basalts (Zindler and Hart, 1984). The more enriched samples plot above MORB and seem to define two trends that extend from the MORB field toward the field for enriched ocean-island basalts like Gough or toward pelagic sediment, along the same trend defined by the Aleutian data.



- ◇ Pribilof Islands
- Nunivak Island
- St. Lawrence Island
- ◆ Dredged basanites
- ⊠ Bethel area

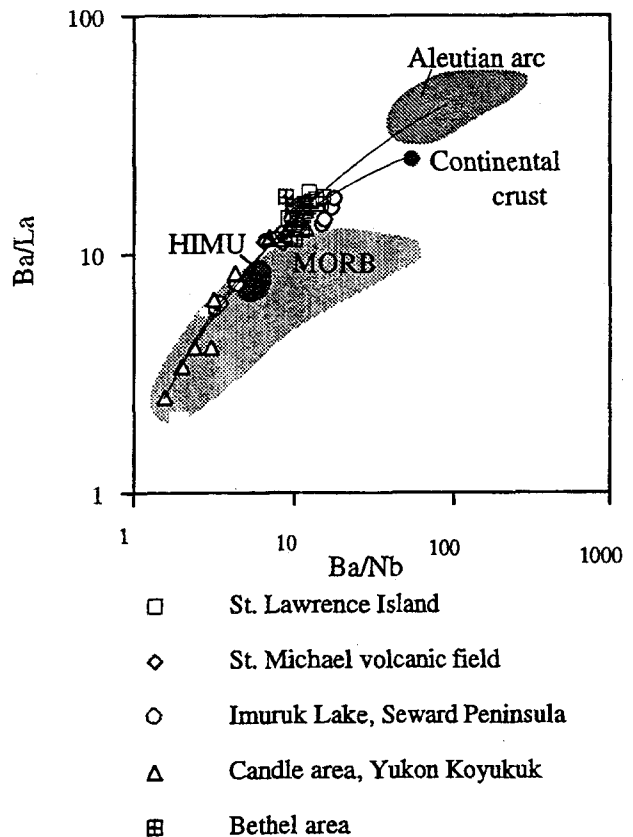
Fig. 10.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for Bering Sea basalts from the Pribilof Islands, Nunivak Island, St. Lawrence Island, the Bethel area, and basanites dredged from the submerged continental margin of western Alaska. Also shown are fields for MORB, DM (depleted mantle), PREMA (prevalent mantle), BSE (bulk silicate earth), EM I and EM II (enriched mantle one and two) and selected oceanic islands (Gough, Runion, Tristan de Cunha, Walvis Ridge, and Hawaii) from Zindler and Hart (1986). Aleutian field based on the data of McCulloch and Perfit, 1981, Morris and Hart (1986), and von Drach et al. (1986).

Sr and Nd isotopic data also show a range of compositions from MORB-like values represented by the samples from the Pribilof Islands, Nunivak, and the Bethel area, to moderately evolved samples represented by the rocks from St. Lawrence Island, to rocks that plot near the field for Bulk Silicate Earth (Fig. 10). Samples that plot within the MORB field on Sr-Nd isotopic diagrams are the same samples that plot within the MORB field on Pb isotope diagrams. Although all of the rocks are LREE-enriched, their isotopic compositions indicate that all were derived from source that was depleted in Rb/Sr and Sm/Nd relative to bulk earth for most of its history. Furthermore data from Nunivak show an inverse correlation between alkalinity and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  as well as Rb/Sr and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Mark, 1974), though the range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  is small. Like the Pb isotope data, the Sr and Nd isotope data also fall within a triangular-shaped field defined by lines connecting the compositional fields for DM, HIMU, and Gough.

Ba/La and Ba/Nb ratios for most of the Bering Sea basalts plot on mixing lines between ratios for N-MORB, HIMU and the composition for pelagic or terrigenous sediments or rocks from the Aleutian arc (Fig. 11). Most of the Bering Sea basalts have Ba/La and Ba/Nb ratios that are intermediate between those of the Aleutians and N-MORB.

### DISCUSSION

Many oceanic island basalts suites, including Hawaiian basalts and Bering Sea basalts, show trends of decreasing total alkalis with increasing  $\text{SiO}_2$ . These trends are typically attribute to varying degrees of partial melting of a mantle peridotite, usually a primitive lherzolite (Clague and Frey, 1982). The most alkalic rocks are generated by small amounts of partial melting, the least alkalic rocks by



- St. Lawrence Island
- ◇ St. Michael volcanic field
- Imuruk Lake, Seward Peninsula
- △ Candle area, Yukon Koyukuk
- ⊠ Bethel area

Fig. 11. Ba/La vs. Ba/Nb for samples from the Bering Sea basalt fields for MORB, HIMU, the Aleutian arc, and continental crust. Fields for HIMU and continental crust from Weaver (1991); those for MORB from Basaltic Volcanism Study Project (1981) ocean-floor trace element suite, (Appendix A-5). Data for the Aleutian arc from DeLong et al. (1985) and Reid and Nye (1986).

larger amounts of partial melting. Although some of the Bering Sea basalts show evidence for olivine fractionation, most of the compositional variation appears to have originated by varying degrees of partial melting. This general model accounts for the high incompatible element contents of the most alkalic rocks as well as their relatively small volumes. The increase in LREE content with alkalinity suggests that the source was probably a garnet lherzolite. However, several lines of evidence suggest that the mantle source of the suite is not homogenous, nor is it primitive. The Nd isotopic data and REE data indicate that the source of the magmas is not primitive because it was depleted during a previous melting event and later metasomatized within the last 200 Ma (Menzies and Murthy, 1980). The Nd isotope data require a LREE depleted source, but the data cannot be modeled using a LREE-depleted source. Even models using a source with a flat REE abundance pattern require

unrealistically large proportions of garnet (10-20 %) to fit the REE data (Fig. 12). Furthermore, the modeled source must have very high REE contents, between 7.5-10 chondritic abundances. If the source has less than 10% garnet it must be LREE-enriched. Alternatively the source of the more alkalic rocks may be more LREE-enriched than the source of the less alkalic rocks.

Limited Sr isotopic evidence suggests that the mantle under individual volcanic fields is not homogeneous and that the more alkalic lavas come from a source that has slightly lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the source of the less alkalic rocks (Mark, 1974). At the same time this source produces rocks that have higher Rb/Sr ratios, as well as higher concentrations of incompatible elements than the less alkalic rocks. This disparity suggests that the most alkalic rocks originate from small amounts of partial melting of the most

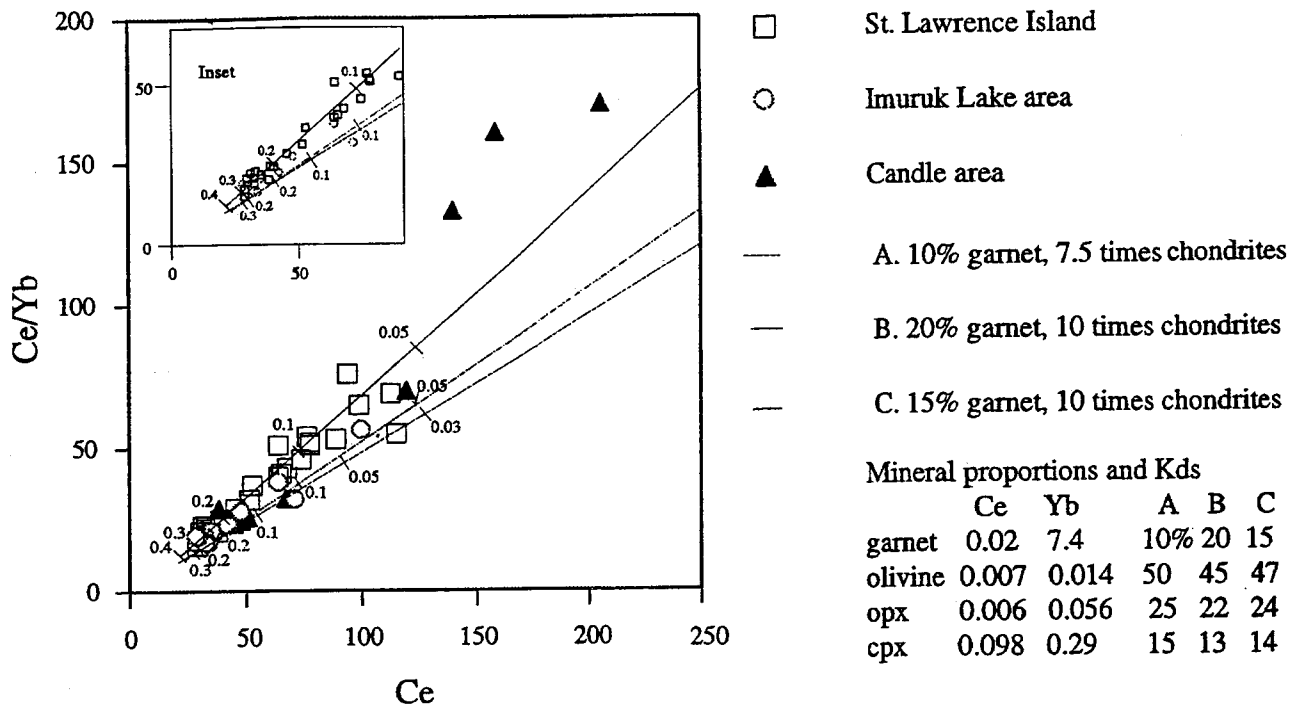


Fig. 12. Ce/Yb vs. Ce data for the Bering Sea basalt fields at St. Lawrence Island, the Imuruk Lake area, and the Candle area. Data from Moll-Stalcup, unpublished data (1991-1994). Also shown are the three most successful models for partial melting of a garnet lherzolite source. All of the models are for a source with a flat-REE abundance pattern that has REE concentrations that are 10 or 7.5 time chondritic abundances, as labeled. All of the models require at least 10 percent garnet to generate lines that have slopes similar to the data. Smaller amounts of garnet generate lines with lower slopes. If less garnet is in the source, then the source must be LREE-enriched or variably enriched. Dots of models mark degrees of F, as labeled. Calculations were made using the equation  $C_1/C_0 = 1/(D+(F(1-D)))$  where  $C_1$  is the concentration in the liquid,  $C_0$  is the concentration in the source, D is the bulk distribution coefficient and F is the fraction of partial melting. Kds from Budann and Scmitt (1983).

strongly metasomatized parts of the mantle. To preserve the low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of the more alkalic rocks the source must have either lower Rb/Sr than the magmas or have high Rb/Sr from metasomatism that was too recent to produce significant radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  from decay of  $^{87}\text{Rb}$ . Hydrous mantle xenoliths from Nunivak Island (Menzies and Murthy, 1980) contain pargasitic amphibole and mica that formed during mantle metasomatism, as well as kaersutite megacrysts that are thought to be parts of disrupted mantle veins (Francis, 1976). These amphiboles and micas have higher Rb/Sr than anhydrous co-existing minerals such as clinopyroxene (Menzies and Murthy, 1980). If these xenoliths represent fragments of the mantle that partially melted to produce the highly alkalic rocks, the hydrous minerals would be the first to melt. With small amounts of partial melting these early melts could have high Rb/Sr ratios and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  if they come from mantle that was recently metasomatized, especially if the metasomatic fluid had N-MORB-like  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compositions.

The Sr isotopic compositions and incompatible elemental contents within individual volcanic fields are completely gradational from most to least alkalic. Both highly alkalic and less alkalic rocks types require at least some metasomatism to satisfy the Nd isotopic data. If the

metasomatic fluid was related to previous periods of subduction in the Bering Sea region the fluid would be rich in Ba, Rb, Sr, Th, and, LREE derived from dehydration of the slab. The more strongly metasomatized parts of the mantle would be highly enriched in these elements. Subducted sediments comprise only a few percent of the elements that make up the slab-generated fluid that goes into arc magmas (Vidal et al., 1989). The rest of the subducted sediment may be carried deeper into the mantle. The Sr and Nd isotopic composition of the dehydration fluid from the slab is dominated by MORB compositions, because basaltic oceanic crust contributes much more Sr and Nd than the small amount of sediments. In contrast the Pb isotopes are dominated by the isotopic composition of the sediments because the mantle and oceanic crust contain very little Pb compared to subducted sediments.

The Pb isotope data require at least three, and possibly four, isotopically distinct components to explain the range of observed compositions because all of the Pb isotope data fall within a triangle defined by lines connecting the fields for HIMU, DMM A, and Gough or EMII (Fig. 13). Two of these components may be common to the source of MORB basalts, because many of the Bering Sea basalts have Pb

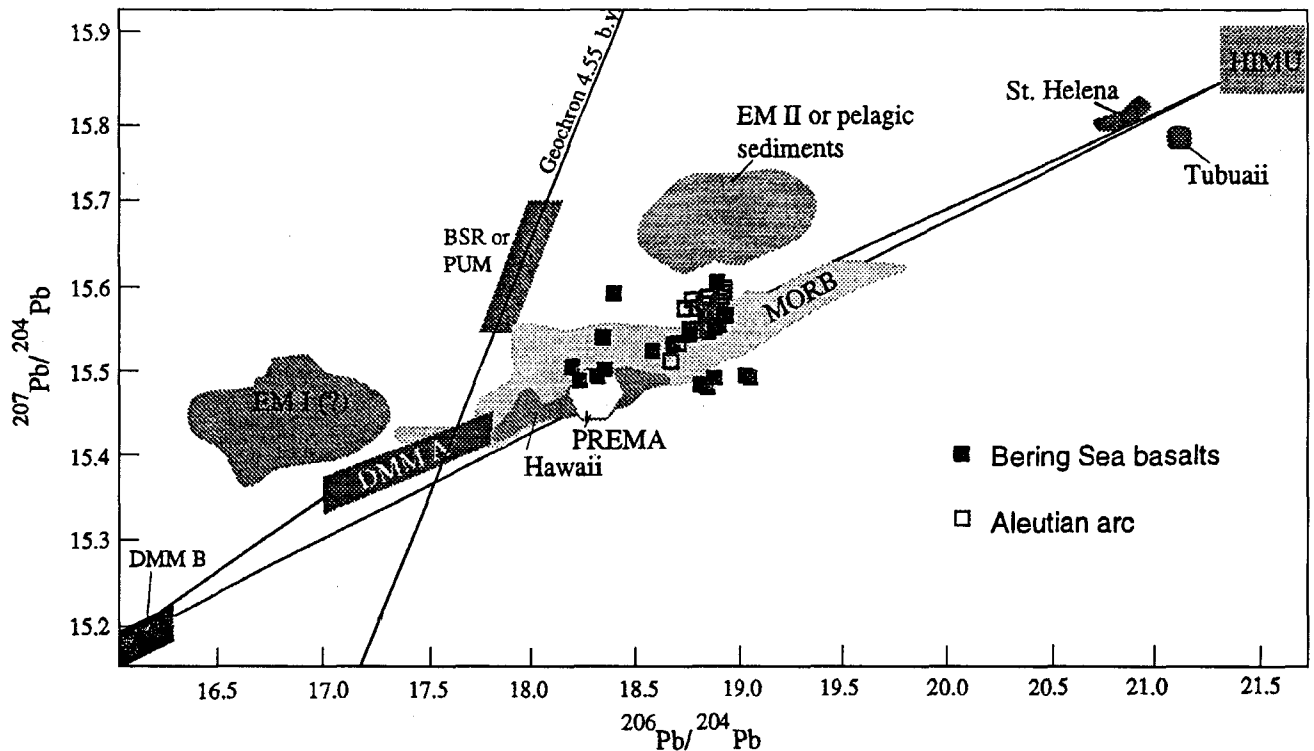


Fig. 13.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram showing data for the Bering Sea basalts, the Aleutian arc and fields from Zindler and Hart (1976). With the exception of the data from the Pribilof Island all the data for the Bering Sea basalts can be explained by three component mixing between DMM A, HIMU, and EM II or pelagic sediment. Data sources the same as fig. 9.

## Representative analyses of rocks from Bering Sea basalt volcanic fields

Sample	St. Lawrence Island			Imuruk Lake area			Candle area			Berbel area			
	66Hr156	66Hr122	66Hr193	90ML001	90ML006	90ML009B	90ML011	90ML017	90ML018	90GG004D	90GG008B	88SB059	87SB106
Major elements (weight percent)													
SiO <sub>2</sub>	47.70	45.40	47.80	43.6	46.40	52.4	49.6	49.7	45.3	40.1	46.1	51.90	49.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	15.50	14.80	13.6	16.10	15.1	14.1	15.3	13.3	11.8	14.1	15.20	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.60	2.40	2.10	3.55	2.94	1.28	1.60	4.12	4.61	5.90	4.66	1.53	2.23
FeO	8.80	8.80	9.70	9.05	7.62	8.67	9.55	6.92	8.64	8.47	6.70	8.80	8.71
MgO	10.00	7.30	9.00	10.4	7.64	7.62	9.48	6.53	7.81	10.1	11.0	7.00	7.41
CaO	8.90	7.00	9.00	9.07	7.62	8.63	8.77	9.13	9.07	9.38	9.15	8.92	8.84
Na <sub>2</sub> O	3.01	5.03	3.24	3.42	4.13	3.15	3.01	3.41	4.51	3.28	3.07	3.80	3.80
K <sub>2</sub> O	0.81	2.73	1.02	1.52	2.73	0.72	0.89	1.48	1.78	2.38	1.67	0.63	1.40
TiO <sub>2</sub>	1.80	2.10	2.10	3.21	2.11	1.84	2.18	2.43	2.49	3.02	2.38	1.90	3.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.93	0.41	0.69	0.64	0.22	0.30	0.43	1.31	1.27	0.48	0.28	0.63
MnO	0.20	0.19	0.19	0.17	0.19	0.14	0.17	0.15	0.21	0.22	0.17	0.15	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.79	0.41	0.78	0.61	1.38	0.14	0.25	0.15	0.23	1.58	0.34	0.41	0.17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				0.41	0.40	0.03	0.11	0.07	0.28	0.78	0.35	0.16	0.08
CO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	<0.01	0.02	<0.01	0.04	0.03	0.02	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
SUM	99.47	100.09	99.82	99.30	99.92	99.94	100.05	99.85	99.56	99.40	100.19	100.16	100.16
Trace elements (ppm)													
Nb (XRF)	65	70	23	46	60	12	20	22	72	106	36	16	34
Rb (XRF)	12	53	18	16	26	14	12	26	26	28	12	16	20
Rb	14.3	61.6	18.4	16.4	19.9	15.1	17.0	23.0	16.3	17.7	9.7	8.1	14.3
Sr (XRF)	510	1000	550	590	750	330	380	520	1100	1300	590	590	890
Sr				664	800	342	338	541	1280	1390	602	631	877
Ba (XRF)	270	760	320	199	209	187	196	261	216	252	112	130	267
Ba				0.125	0.434	0.145	0.258	0.272	0.175	0.266	0.171	0.192	0.181
Zr (XRF)	144	360	166	265	335	124	160	186	345	435	182	100	205
Zr		0.586	0.524	0.127									
La	16.0	55.8	62.3	26.8	33.9	13.4	14.2	20.1	52.9	62.3	17.5	8.3	20.0
Ce	32.9	98.2	115.5	63.1	70.7	30.4	34.5	48.5	120.0	140.0	39.0	19.6	43.4
Nd	16.4	41.0	51.7	32.9	31.2	16.5	19.1	26.2	59.7	65.8	21.7	13.8	27.3
Sm	4.62	8.50	10.83	7.65	6.47	4.54	5.02	6.52	13.00	13.20	5.05	4.01	7.32
Eu	1.54	2.40	3.05	7.43	6.41	4.93	5.37	6.23	11.90	10.90	4.55	4.18	7.92
Gd				0.960	0.819	0.700	0.737	0.893	1.430	1.280	0.647	0.551	1.130
Tb	0.6	0.9	0.7	1.040	1.050			1.040	1.290		0.817	0.667	
Ho						0.276	0.297	0.370				0.225	
Tm	1.49	1.51	1.58	1.65	2.21	1.60	1.69	2.07	1.75	1.06	1.40	1.30	1.83
Yb	0.2	0.2	0.2	0.219	0.295	0.213	0.227	0.283	0.205	0.128	0.189	0.165	0.226
Lu	17	18	18	28	30	18	24	26	34	26	12	16	32
Y (XRF)				5.66	5.99	2.99	3.44	4.17	6.67	8.18	3.70	2.10	4.55
Hf	3.11	6.82	7.10	3.380	3.980	0.756	1.030	1.760	4.460	7.700	2.210	0.909	2.37
Ta	1.3	4.7	5.2									0.766	2.110
Th	1.5	6.9	6.2									0.36	0.602
U	0.2	1.5	1.8									0.36	0.602
Sc	21.3	13.9	15.2	20.1	19.0	18.7	19.3	21.1	15.8	10.5	23.6	19.1	17.1
Cr	332	192	274	277	123	245	258	168	180	283	367	178	170
Co	52.7	41.4	43.8	251.0	126.0	137.0	135.0	74.1	141.0	253.0	308.0	115.0	98.1
Ni				113.0	82.3	101.0	102.0	99.8	144.0	143.0	95.6	107.0	105.0
Zn	91.5	104.8	91.5	0.986	1.620	0.547	0.579	0.749	1.780	2.340	0.951	0.766	2.110
As	<0.50	1.60	<0.80	0.796	1.640-	0.000	0.000	1.280	1.150	0.547	0.517	0.36	0.602
Sb	<0.13	0.12	0.13	0.195	0.119	0.067	0.067	0.062	0.088	0.077	0.077	0.030	0.030

Trace elements by instrumental neutron activation unless otherwise noted by the acronym XRF for x-ray fluorescence.

isotopic compositions that plot within the field for MORB between the values for depleted mantle and HIMU (Fig.13). Pb, Sr, and Nd isotopic differences between individual volcanic fields in the Bering Sea basalt province are greater than the differences within volcanic fields. In the Bering Sea basalt province the Pb isotopic compositions of individual volcanic fields appear to correlate with the age of the lithosphere under each field. Rocks from St. Lawrence Island, which is underlain by Paleozoic lithosphere (Till and Dumoulin, 1994), have lower  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  than rocks from the other Bering Sea basalt fields, as well as moderate  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Rocks that plot at the high  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  end of the spectrum such as the Pribilof Islands, Nunivak Island and the Bethel area have higher  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and are underlain by accreted Mesozoic oceanic crust. Variations in isotopic composition between individual volcanic fields reflect long-lived geographic variations in the age and composition of the underlying mantle lithosphere. The third component has higher  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and is common to the source of arc volcanoes such as the Aleutians or enriched OIB-type magmas like Gough. This component probably represents mixing with small amounts of continental sediments that were deeply subducted during one or more previous subduction episodes in this region.

#### SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Nd isotopic data and REE data require that the source of both the alkalic and tholeiitic rocks be metasomatized at some time within the last 200 Ma (Menzies and Murthy, 1980) because both types of magmas have sources that were depleted in LREE for much of their history yet are now LREE-enriched. The source of the more alkalic lavas has lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , higher LREE, Ba, Sr, and Rb than the source of the less alkalic lavas because it was more strongly metasomatized by subduction-related fluids, possibly during several subduction episodes. Although the source of the most alkalic rocks produces magmas with higher Rb/Sr ratios, it has lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  because most of its Sr was derived from the previously subducted slab, both from metasomatic fluids and from the slab residue. In contrast, sediment contamination strongly affects the Pb isotopes because the mantle and oceanic crust contain very little Pb. Spidergrams for the Bering Sea basalts adjacent Tertiary continental are volcanic rocks give very similar patterns except for the pronounced positive and negative Nb and Ta anomalies. The Pb isotopic data and positive Nb and Ta anomalies indicate that at least some of the magmas have interacted with slab residues that have the Pb isotopic composition of pelagic sediments and high concentrations of Nb and Ta.

The isotopic and elemental data suggest that the mantle source of the Bering Sea basalts contains at least three isotopically distinct components. The three components are 1) weakly metasomatized garnet peridotite, 2) strongly metasomatized garnet peridotite, and 3) a slab residue having high HFSE contents and high  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios. The strongly metasomatized mant

le probably occurs as veins in the more weakly metasomatized mantle. The metasomatic fluid is similar to the slab component produced in subduction-zones and was probably produced during several subduction episodes within the last 200 Ma, including subduction in the Cretaceous, Early Tertiary, and the current Aleutian arc. The third component is probably isolated blebs of dismembered slab at the upper mantle-lower mantle boundary. Recent work (Lundgren and Giardini, 1994) on isolated deep earthquakes suggest that the subducted slabs are deflected to a horizontal posture at the base of the upper mantle once they are past the well-defined Wadati-Benioff zone. The subducted lithosphere may extend for several hundred kilometers beyond the main Wadati Benioff zone (Lundgren and Giardini, 1994).

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Much of this study of the Bering Sea basalts builds on the earlier unpublished work of the late Joe Hoare. Joe mapped and collected samples from the volcanic fields at Nunivak Island, Ingakslugwat on the Yukon Delta, St. Lawrence Island, and St. Michael Island. I am still using his extensive collection of lavas, xenoliths, and megacrysts. I thank Rosalind Helz and Bruce Doe for helpful reviews.

#### REFERENCE

- Akinin, V.V. and Apt, J.E., 1994, Enmelen volcanoes, Chukchi Peninsula: Petrology of alkaline lavas and deep-seated inclusions, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia, 97 pages.
- Basalting Volcanism Study Project, 1981, Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets, Pergamon Press, Inc., New York, 1286 pages.
- Bogdanov, N. A., Kepezhinskas, V. V., Kepezhinskas, P. K., 1987, Fresh volcanics of Shirshov Ridge, Bering Sea, *Academeiia Nauk SSSR, Izvestiia seria Geol.*, (Academy of Science USSR, Geological Investigations Series), in Russian, v.3,p.36-45.
- Budahn, J.R., and Schmitt, R. A., 1985, Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical approach, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.49,p.67-87.
- Clague, D. A., and Frey, F. A., 1982, Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implication for the oceanic mantle below Hawaii, *Journal of Petrology*, v.23,p.447-504.
- Davis, A. S., Gunn, S. H., Gray, L. B., Marlow, M. S., and Wong, F. L., 1993, Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering Sea continental margin near Navarin Basin, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.30,p.975-984.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1966, *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Longman Group Limited, London, 529 p.
- Fedorov, P. I., Koloskov, A. V., and Lyapunov, S. M., 1994, *Geochemistry and petrology of the Late Cenozoic*

Cape Navarin volcanites, East Koryak Uplands, *Geochemistry International*, v.31, p.29-41.

Francis, D. M., 1976, The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska, *Journal of Petrology*, v.17, p.357-378.

Ishikawa, Tsuyoshi, and Nakamura, Eizo, 1994, Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes, *Nature*, v.370, p.205-208.

Kay, R. W., Sun, S. S., and Lee-Hu, C. N., 1978, Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.42, p.263-273.

Lundgren, Paul, and Giardini, Domenico, Isolated deep earthquakes and the fate of subduction in the mantle, *Journal of Geophysical Research*, v.99, p.15,833-15,842.

Mark, R. K., 1971, Strontium isotopic study of basalts from Nunivak Island, Alaska, Ph. D. Thesis, Stanford University, 50 pages.

McCulloch, M. T., and Perfit, M. R., 1981,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, v.56, p.167-179.

Menzies, Martin, and Murthy, V. R., 1980, Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: Implication for local heterogeneities in metasomatically veined mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, v.46, p.323-334.

Morris, J. D., and Hart, S. R., 1983, Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island-arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implication for mantle structure, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.47, p.2015-2030.

Myers, J. D. and Marsh, B.D., 1987, Aleutian lead isotopic data: Additional evidence for the evolution of lithospheric plumbing systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.51, p.1833-1842.

Nye, C. J., and Reid, M. R., 1986, Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, Central Aleutians: Implications for arc magmagenesis,

*Journal of Geophysical Research*, v.91, no. B10, p.10,271-10,287.

Patton, W. W., Jr. and Csejtey, Bela, Jr., 1980, Geologic map of St. Lawrence Island, Alaska, USGS Miscellaneous Investigations series I-1203, 1:250,000 scale.

Scholl, D. W., Vallier, T. L., and Stevenson, A. J., 1986, Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian ridge, in D. W. Scholl, Grantz, A., and Vedder, J. G., eds., *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins—Beaufort Sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, v.6, Houston, Texas, p.59-72.

Swanson, S. E., Turner, D. L., and Forbes, R. B., 1981, Petrology and geochemistry of Tertiary and Quaternary basalts from the Seward Peninsula, Western Alaska: Geological Society of America Abstracts with Programs, v.13, p.563.

Till, A. B., and Dumoulin, J. A., 1994, Geology of Seward Peninsula and St. Lawrence Island, in Plafker, G., and Berg, H. C., eds., *The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v.G-1, p.141-152.

Vidal, Ph, Dupuy, C., Maury, R., Richard, M., 1989, Mantle metasomatism above subduction zones: Trace element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island, Philippines, *Geology*, v.17, p.115-118.

von Drach, V., Marsh, B. D., and Wasserburg, G. J., 1986, Nd and Sr isotopes in the Aleutians: Multicomponent parenthood of island-arc magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.92, p.13-34.

Weaver, B. L., 1991, The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth and Planetary Science Letters*, v.104, p.381-397.

Zindler, A. and Hart, S., 1986, Chemical Geodynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 14, p.493-571.

## Элизабет Молл-Сталкуп

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ ПРОВИНЦИИ БЕРИНГОВА МОРЯ, ЗАПАДНАЯ АЛЯСКА

Базальтовая провинция Берингова моря включает около 15 кайнозойских (не менее 6 млн л.) вулканических полей на островах Берингова моря и сопредельного с ним западного побережья Аляски. Аналогичные породы драгрованы также с погруженной континентальной окраины западной части Аляски южнее Берингова моря. В составе вулканические полей преобладают покровы толентовых и щелочных оливиновых базальтов. Менее распространены слагающие небольшие конусы, потоки и мааровые кратеры более щелочные базальты, базаниты и нефелиниты, обычно содержащие включения перидотита. По составу породы сходны с океаническими островными базальтами. Химические и изотопные данные указывают на то, что источником магмы, сформировавшей описываемые породы, являлась истощенная мантия, контаминированная некоторым количеством субдуцированных осадков.



## THE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE TAIMYR FOLDED AREA

*Valery A. Vernikovskiy*

*United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 3 University Ave., Novosibirsk, 630090, Russia*

The tectonic scheme and the main structures of the Taimyr folded area are shown in the paper. We characterized metamorphic and igneous complexes of the North Taimyr zone of the Kara microcontinent, and of the Central Taimyr zone which represents a Precambrian accretionary belt. The latter includes the Mamont-Shrenk and Faddey terrains composed mainly of granite-metamorphic complexes, island arc fragments and ophiolites. The features and types of metamorphic rocks from different terrains are found while studying mineral assemblages and composition, and calculating P-T metamorphism parameters. The compositional comparison of metapelites, metabasites and granites from different terrains was carried out. To distinguish the main stages of the formation of Taimyr geodynamic complexes we used the new U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar isotopic data. The first significant tectonic event was the formation of an accretionary block and its collision with the Siberian continent in the Riphean. It resulted in thrusting, metamorphism, granitization and uplift of oceanic complexes at the surface. The age of this event corresponds to ophiolitic plagiogranite age (740-720 Ma) and collisional granite age (Mamont-Shrenk & Faddey terrains), and metamorphism age for garnet amphibolites of the Stanovoi belt (580-560 Ma). The Late Carboniferous-Permian collision of the Kara microcontinent and the Siberian continent is responsible for one more event which is recorded by volumes of regionally metamorphosed rocks and collisional granites and transformations of the Siberian continent margin. The Late Paleozoic age of this event is defined by the age of granites and regional metamorphism (306-275 Ma) and that of Paleozoic deposits folding (South Taimyr zone), including the Permian.

### INTRODUCTION

The problem of the formation of the Taimyr folded area still attracts a high interest of many investigators. It is traced along the Kara Sea over a thousand kilometers and has a key position among the main structures of the Arctic. The South Taimyr foldbelt (mainly Paleozoic) is situated between the Ural-Novozemelsky foldbelt and the Verkhoyansk-Chukotka folded area. The northern Precambrian part of Taimyr is considered by some authors as a block which together with similar structures of the New Siberian Islands, Chukotka Peninsula, Seward Peninsula, Canadian Archipelago and North Greenland have composed the Arctida paleocontinent (Zonenshain and Natapov, 1987; Zonenshain et al., 1990; Uflyand et al., 1991; Zonenshain et al., 1991). Besides, the study of the Taimyr folded area formation is significant to explain the geological evolution of the Siberian Platform which outlines the Taimyr structures from the north.

To date, a large number of concepts of the tectonic nature of Taimyr appeared which involve schemes of ancient geosyncline evolution (Archean to Paleozoic) and geodynamic maps compiled on the basis of the Plate Tectonics Theory which provoked consideration of North Taimyr as a foreign block with respect to the Siberian continent. The main works which significantly formed a concept of Taimyr geology and evolution are the following: Urvantsev, 1949; Daminova, 1957; Ravich and Pogrebitsky,

1965; Pogrebitsky, 1971; Makhlayev and Korobova, 1972; Zabiya, 1974; Zakharov et al., 1977; Makhlayev, 1988; Bezzubtsev et al., 1986; Zabiya et al., 1986; Uflyand et al., 1991).

We accepted the tectonic scheme close to that of L.P. Zonenshain, L.M. Natapov, A.K. Uflyan et al. (Zonenshain et al., 1990; Uflyand et al., 1991) according to which the Taimyr folded area is divided into three zones: 1. Paleozoic-Mesozoic South Taimyr zone, 2. Late Precambrian accretionary Central Taimyr zone, and 3. North Taimyr zone (the Kara microcontinent) separated by giant Pyasino-Faddey and Main Taimyr thrusts (Fig. 1). The South Taimyr folded area is composed of non-metamorphosed Paleozoic sedimentary rocks and Upper Permian and Triassic sedimentary volcanic rocks and dikes. The main attention will be paid to two other zones generally, composed of Precambrian rocks. There are various metamorphic complexes whole formation is directly referred to the major tectonic events of Taimyr evolution.

### CENTRAL TAIMUR ZONE (PRECAMBRIAN ACCRETIONARY BELT)

This zone includes Precambrian metamorphosed island-arc and forearc complexes, sheets of oceanic crust (ophiolites), and continental crust fragments. These rocks are traced from Pyasin Bay in the west to the Laptev Sea in the east to be a microcontinent relative to Paleozoic structures formed due to Late Riphean accretion and overlapped by

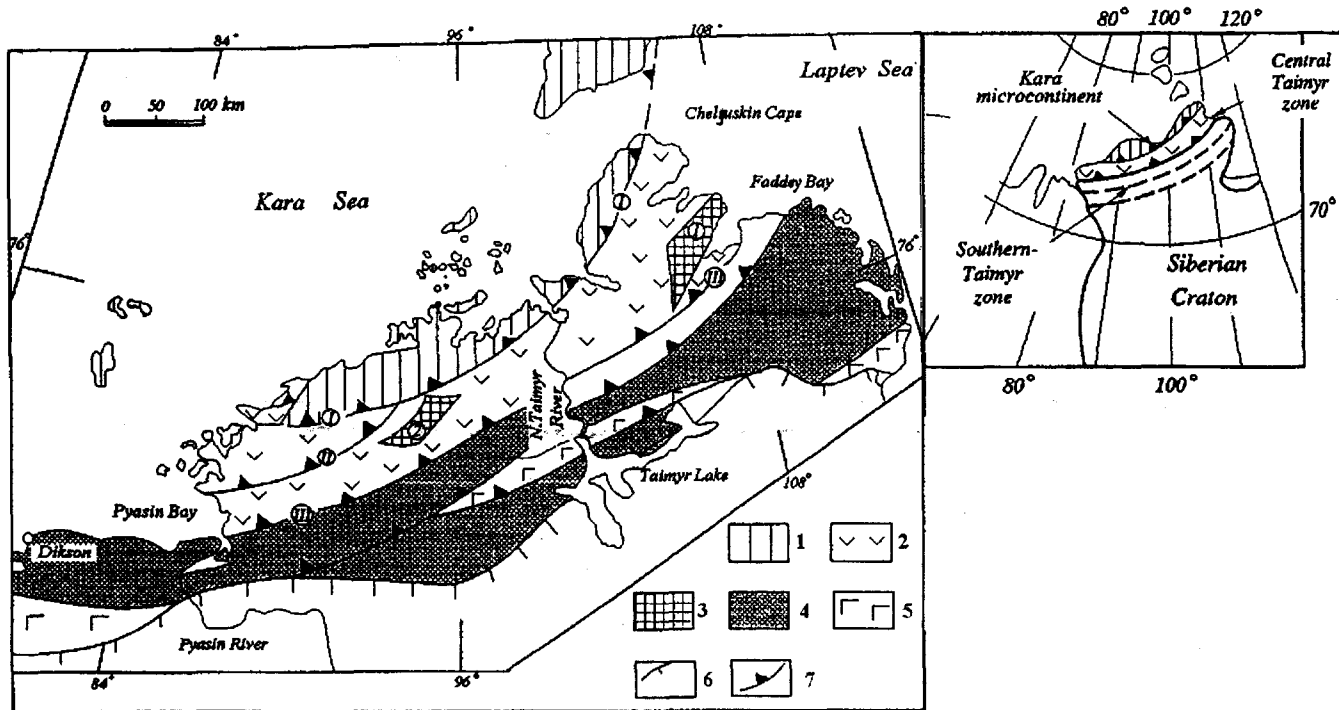


Fig 1. The scheme of main structures of Taimyr area.

1 - Kara microcontinent (Northern-Taimyr zone): Riphean flysch-like deposits and Late Paleozoic collisional orogenic granites; 2 - Riphean accretionary belt (Central-Taimyr zone): ophiolites, island arc complexes and Vendian-Middle Paleozoic carbonate-terrigenous cover; 3 - Late Riphean-Vendian granites, gneisses and amphibolites (1 - Faddey terrain, 2 - Mamont-Shrenk terrain); 4 - Ordovician-Permian deposits of passive continental margin; 5 - Permian-Triassic volcanic-terrigenous deposits; 6 - Yenisey-Khatanga Mesozoic-Cenozoic depression; 7 - main thrusts (I - Main Taimyr thrust; II - Diabase thrust; III - Pysin-Faddey thrust)

the Late Riphean - Vendian-Early Carboniferous cover. The accretionary belt involves the Mamont-Shrenk, Faddey and island-arc terrains which have tectonic thrust contacts. The first two are similar, and differ from the others compositionally and by their metamorphic grade. The boundaries between the blocks are chaotically traced with zones of cataclasis, mylonitization, autoclastic melange, (Makhlayev, 1978; Bezzubtsev et al., 1986; Uflyand et al., 1991). Nappe-thrust structures were also established within the terrains. In the western part of the North Taimyr zone, volcanic blocks are exposed within the tectonic windows among the Kara microcontinent sheets.

#### *Mamont-Shrenk and Faddey terrains*

The Mamont-Shrenk and Faddey terrains are located at a distance of 200 km from each other, the former between the Shrenk and the Mamont Rivers, and the latter near Faddey Bay, North Taimyr. These units are considered by most investigators as blocks of the most ancient rocks of the region (Archean or Early Proterozoic). Recently, after L.V. Makhlayev (1988) these structures have been often thought to be overlap sheets. The terrains are mainly composed of highly metamorphosed (epidote-amphibolite and amphibolite facies) metaterigenous plagiogneisses and crystalline schists, and biotite-amphibole schists, amphibolites and

garnet amphibolites. There are also dikes of amphibolized gabbro, granites, granite-gneisses and migmatites with minor quartzites, and marbles. The rocks often carry the signs of cataclasis, mylonites and diaphthoresis, mainly on the periphery.

Metapelites are commonly biotite-sillimanite and garnet-biotite gneisses and have close compositions according to many components (Vernikovskiy, 1995). There are some differences in Hf and Zr, REE contents and their normalized distributions (Fig. 2). The Mamont-Shrenk metapelites are significantly enriched in light lanthanoids and have a clear Eu negative anomaly, whereas the content of heavy lanthanoids in both terrains is close.

The study of garnet composition of metapelites in the Mamont-Shrenk terrain northern part and the Faddey terrain central part allowed estimation of their composition change typical only of such rocks (Vernikovskiy, 1988, 1995). Garnet zonation is characterized by low MnO, MgO, and FeO, and high CaO in the rim relative to the core. Thus, grossular varies from 3-4 to 13-17 mol.%. After Dobretsov et al. (1972, 1974) and Miyashiro (1973), such a tendency indicates the pressure increase during mineral formation and/or fluid composition change.

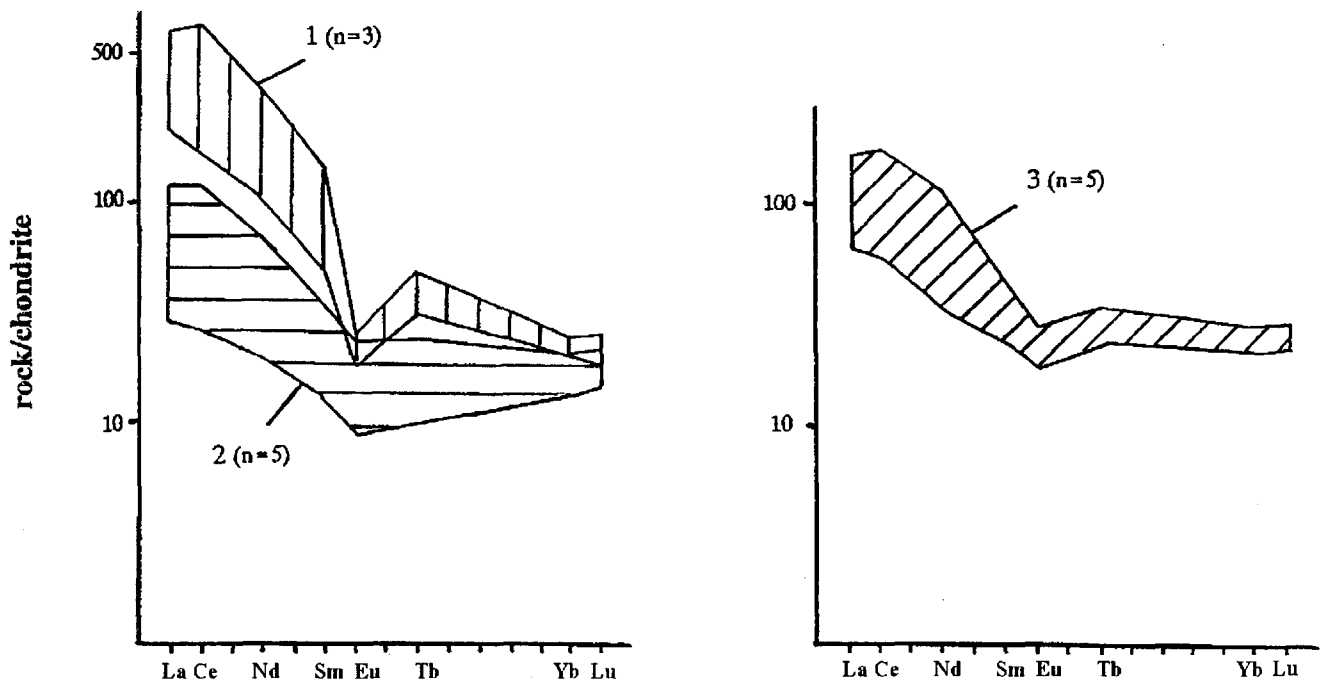


Fig 2. REE distribution for metapelites of Mamont-Shrenk (1) and Faddey (2) terrains and Kara microcontinent (3). Normal values after Evensen, 1978

Metabasics of both terrains are also similar. There are green-brown and green hornblende and actinolite, basic plagioclases after which epidote-zoisite aggregate and acid plagioclase are formed. Often migmatites are displayed. Within the Mamont-Shrenk terrain the degree of migmatization zones increases northwestwards (Makhlayev, 1988). Within the Faddey terrain migmatization and small autochthonous granite bodies occur in the south-eastern part and become bigger northward.

Specific high pressure minerals are found in the south-eastern marginal parts of the blocks. In the Mamont-Shrenk terrain they are garnet with a higher pyrope component from high-alumina gneisses, rare occurrences of garnet-biotite gneisses, and sodium amphiboles and pyroxenes (glaucophane and omphacite) in cataclastic diopside-bearing rocks. Eclogite-like rocks were found on the left bank of the Shrenk River (Bezzubtsev et al., 1986). In the Faddey terrain there is a narrow zone with kyanite-bearing schists where there are also muscovite, quartz, sillimanite, and sapphirine (Vernikovskiy and Zabiya, 1985). To the north-east this assemblage is changed by kyanite schists with garnet, biotite, amphibole, albite, quartz, and epidote (Belov and Demina, 1980). These rocks occur within the block adjacent to the Stanovaya River ophiolites (Faddey Bay shore). Here, garnet amphibolites are related to the thrust sole. Garnet is also zoned (like in metapelites) with high grossular in the rim of the grains (up to 53%). Green-brown and green amphibole from these zones is changed by blue-green amphibole,  $N_2O$  increased up to 2%.

P-T estimations from Aranovich and Podlessky's (1980) and Perchuk's (1989) geothermobarometers show relatively low temperatures (500-650°C) and elevated pressure (5.5-8 kbar) for the mineral formation (Belov and Demina, 1980; Vernikovskiy, 1988).

Thus, the available data prove that Mamont-Shrenk and Faddey metamorphism was "multi-stage", and P-T parameters changed due to subsequent tectonic movements. The adjacent position of these rocks with ophiolites and island-arc blocks (see below) and their mineral assemblages confirm the subduction type of metamorphic transformations.

As for the age of the rocks considered there are preliminary zircon U-Pb isotopic datings after of 560-580 Ma for the Zhdanov massif granites (Faddey terrain). But the ancient zircon core provided 1400 Ma mean age. The model of 1800-1900 Ma age calculated on the basis of Sm-Nd data shows that these granites were formed in the Late Riphean - Vendian from the Early Proterozoic continental crust. So, the age datings for the Zhdanov massif granites may be correlated with isotopic datings for granites of the Mamont River right bank (Zakharov et al., 1993).

#### *Island-arc terrains and ophiolites*

The rocks of this group occupy most of the Central Taimyr zone. Island-arc complexes and ophiolites are best displayed in its north-eastern area, and less in the western part of the region due to their overlapping by Late Riphean - Paleozoic terrigenous-carbonate deposits. Besides, they are exposed within tectonic and erosion "windows" among the

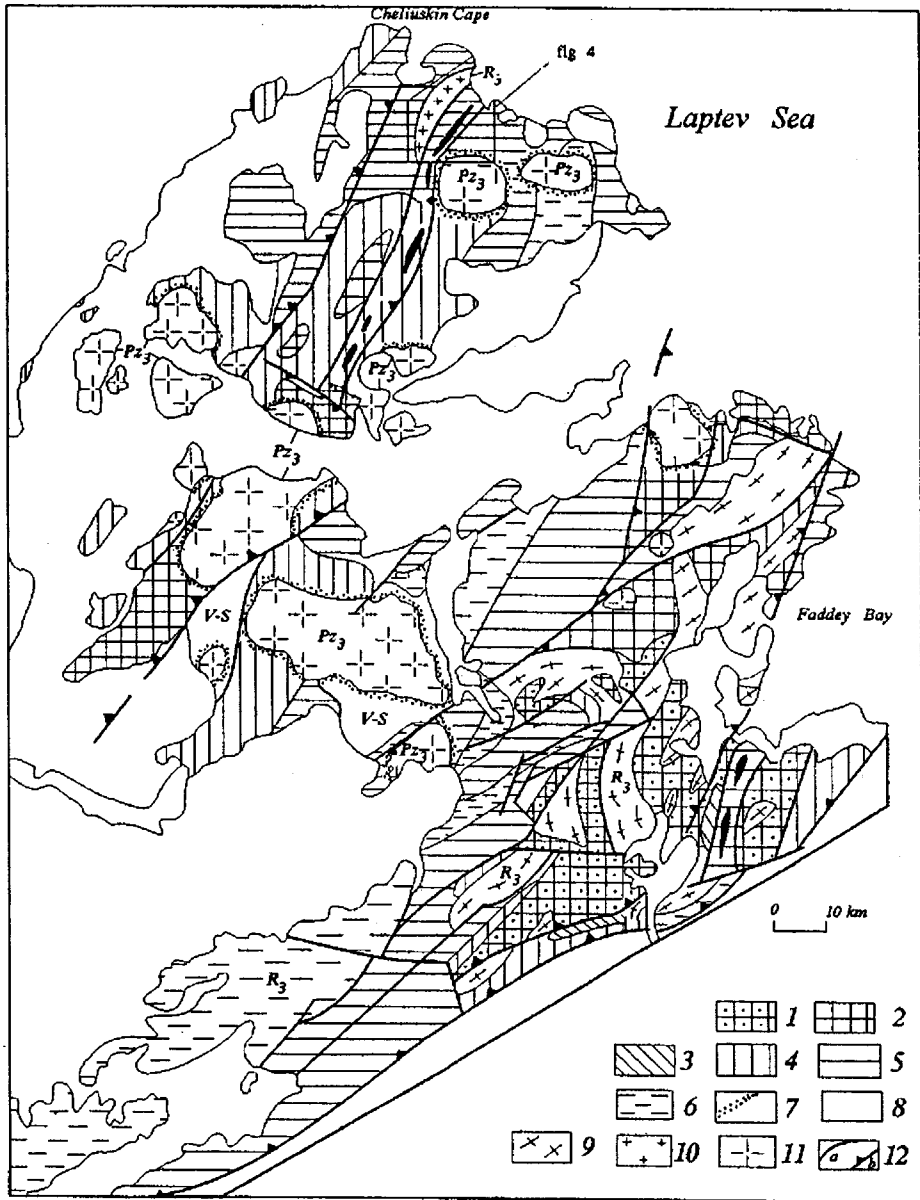


Fig 3. The scheme of metamorphic facies of North-Eastern Taimyr, modified from Vernikovskiy, Zabiya, 1985

1 - 6 - metamorphic facies: 1 - amphibolite and epidote-amphibolite; 2 - epidote-amphibolite; 3 - kyanite schist; 4-5 - greenschist (4 - biotite zone, 5 - chlorite zone); 6 - low-temperature zone of greenschist facies and not-metamorphosed deposits; 7 - contact metamorphism zones; 8 - not-metamorphosed deposits; 9 - Late-Riphean-Vendian collisional orogenic migmatite-granite and granite; 10 - Late-Riphean trondhjemite-tonalite; 11 - Late Paleozoic collisional granites; 12 - disjunctives (a), thrusts (b)

Kara microcontinent blocks. The complexes described are composed mainly of tholeiite and calc-alkali volcanics - acid, andesite and basic lavas (Bezzubtsev et al., 1986; Uflyand et al., 1991; Vernikovskiy, 1992). Terrigenous-carbonate rocks are subordinate. Metamorphism is mostly greenschist-grade. But there are garnet amphibolites formed after basic volcanics only in the sole of thrusts (as exemplified by Stanovaya ophiolite zone, see above). Greenschist island-

arc and oceanic rock complexes occur near Mod Bay (Fig. 3,4). There are serpentinized ultramafics, metagabbro, tholeiitic basalts within the south-eastern sheet. Ultramafics are mostly harzburgites, minor dunites, lhezolites and pyroxenites. Pyroxenes from gabbro are replaced by amphibole or together with plagioclase by actinolite-chlorite aggregate with minor epidote and zoisite. Basic plagioclase is also replaced by albite. Moreover, ultramafics and mafics

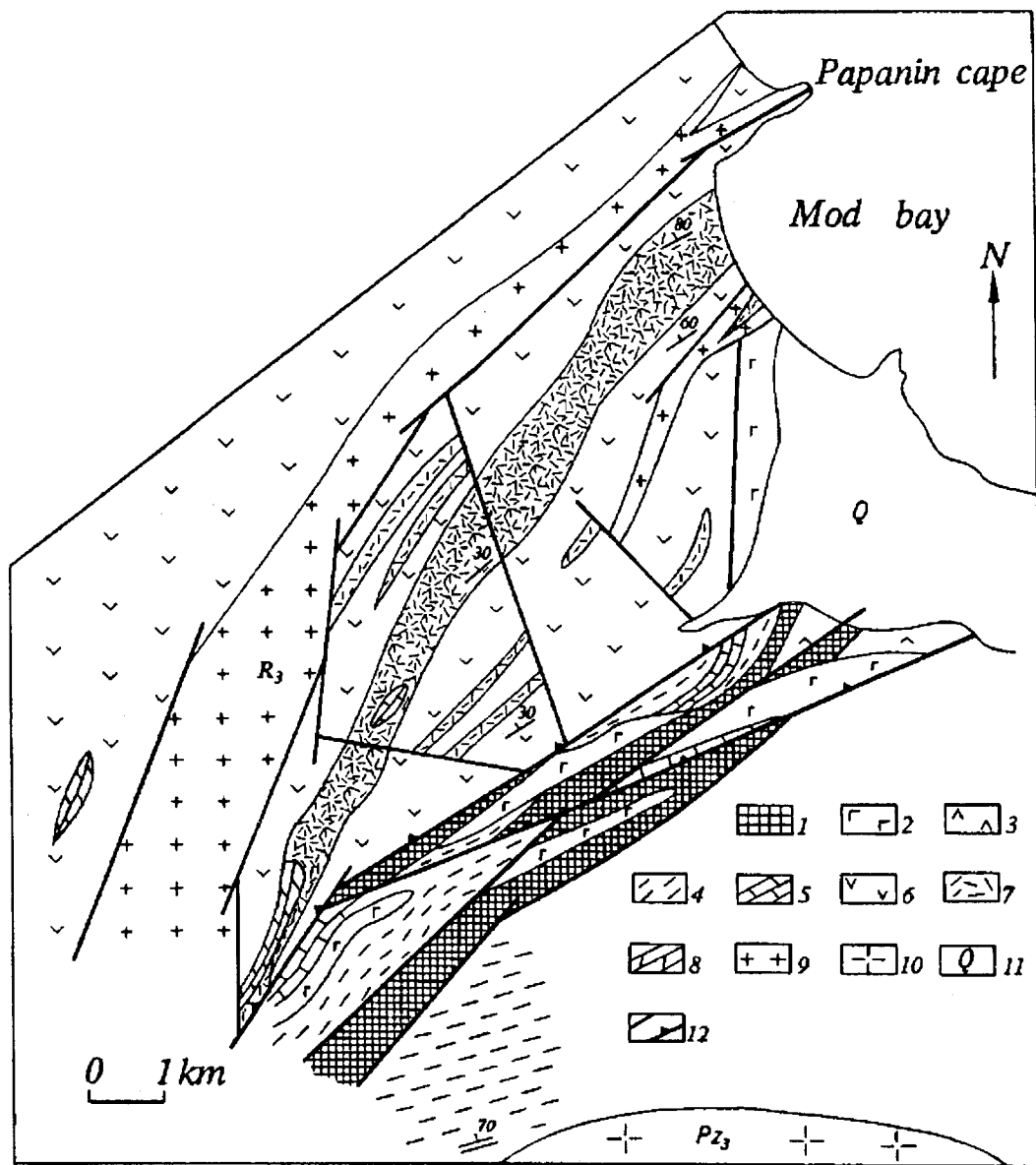


Fig. 4. The geological map of north-eastern part of the Cheliuskin ophiolitic belt.

1 - serpentized ultramafic rocks (mainly harzburgites); 2 - metagabbro; 3 - metabasalts with gabbro-diabase dikes; 4 - black quartz-chlorite-mica schists; 5 - limestones; 6 - metaandesite-basaltic porphyrites, basic tuffs; 8 - metarhyolite-dacite lavas, acid tuffs; 9 - plagiogranites of tonalite-trondhjemite series ( $Rf_3$ ); 10 - subalkali granites ( $Pz_3$ ); 11 - Quaternary deposits; 12 - faults and thrusts.

are extremely disseminated within mylonitization zones, and are often recrystallized to form a serpentine melange with blastomylonite inclusions. From the north-west the andesite-basaltic nappe is thrust onto the ophiolite sheet. Bulk composition for oceanic and island-arc rock complexes is shown in the AFM diagram (Fig. 5).

The Kunar complex plagiogranites of a tonalite-trondhjemite series should be noted as having a specific position (Fig. 4). They are stratum-like bodies. Compositionally, they correspond to oceanic plagiogranites (Coleman and Peterman, 1975; Coleman, 1977), and are

composed mainly of quartz and plagioclase with minor amphibole and biotite usually replaced by actinolite, epidote, chlorite, and albite. The rocks were disseminated even more than gabbro. Such plagiogranites associated with ultramafics and gabbro are also exposed in the Nizhnyaya Taimyra River mouth (Proskurnin, 1991) and on the Lenivaya River left bank (Bezzubtsev et al., 1986), thus tracing a style Chelyuskin ophiolite belt for 500 km. The study of zircon and U-Rb datings of Kunar trondhjemites allowed estimation of its age - 740-700 Ma (Vernikovskiy et al., 1993). Model age estimations obtained for the same samples by the Sm-

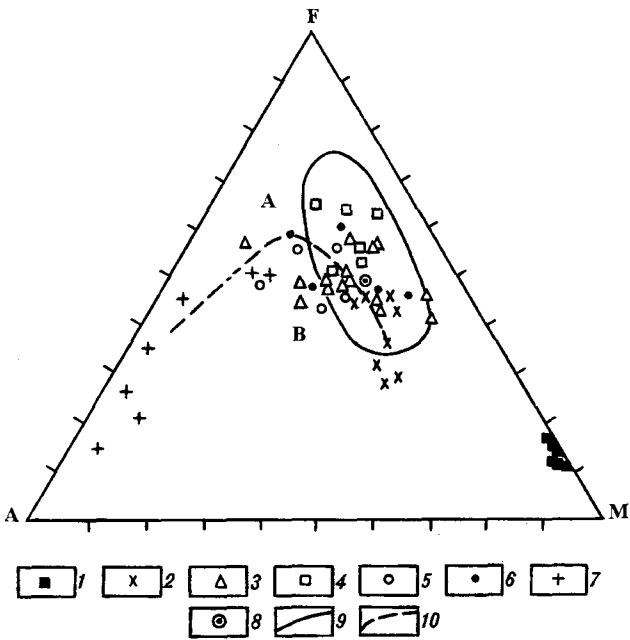


Fig 5. AFM diagram for ophiolitic and island arc complexes.

1 - serpentized harzburgites, dunites; 2 - metagabbro; 3-6 - metaandesite-basalts and amphibolites; 3 - metaandesite-basalts of the Cheliuskin belt; 4 - garnet amphibolites of the Stanovoy belt; 5 - amphibolites of Mamonta River; 6 - Kharitone Laptev Shore amphibolites; 7 - tonalites, trondhjemites; 8,9 - mean MORB composition (8) and a field of oceanic basalts (9) after Coleman 1977; 10 - boundary between of tholeiitic (A) and calc-alkaline (B) series fields.

Nd method correspond to the 850-785 Ma range. According to the data presented the upper boundary to the formation of the whole ophiolite belt can be marked.

Finally, it should be noted that various metamorphic conditions for andesite-basic volcanics from the greenschist to amphibolite facies took place, and many investigators related the same rocks to different ages. Thus, metabasalts represented by garnet amphibolites were considered as the most ancient rocks in the region of Archean (Ravich and Pogrebitsky, 1965; Zabiya et al., 1986) or Early Proterozoic (Bezzubtsev et al., 1986). A large number of geological and geochemical data (Makhlayev, 1978; Vernikovskiy, 1995) evidence that these volcanics are a single Riphean complex. Particularly, there are no significant compositional differences between metabasalts of different terrains as is seen in the diagrams (Fig. 5,6).

#### NORTH TAIMUR ZONE (KARA MICROCONTINENT)

The Kara microcontinent is mainly composed of flysch-like deposits (sandstones, mudstones and pelites) which are interpreted as continental slope sediments (Zonenshain et al., 1990; Uflyand et al., 1991). The age of this sequences is defined by pre-Riphean and Riphean

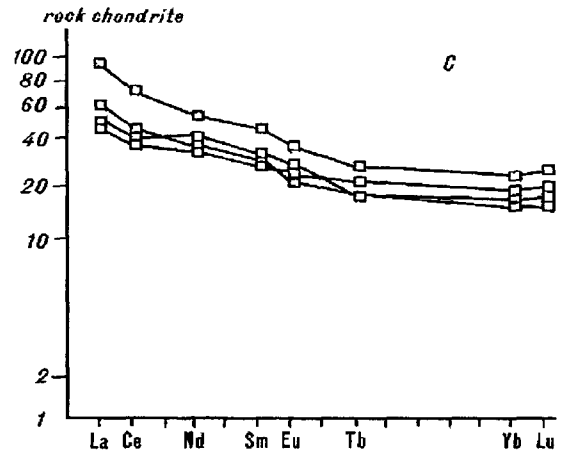
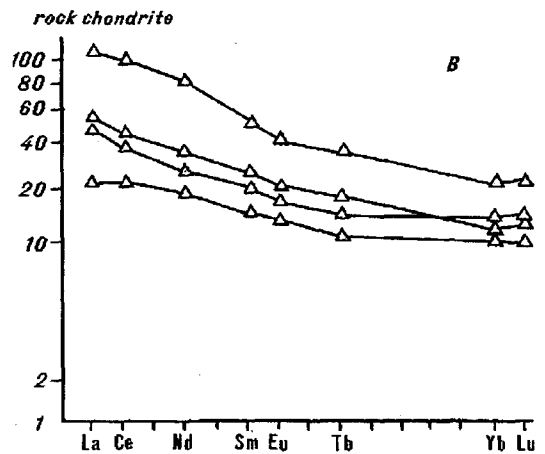
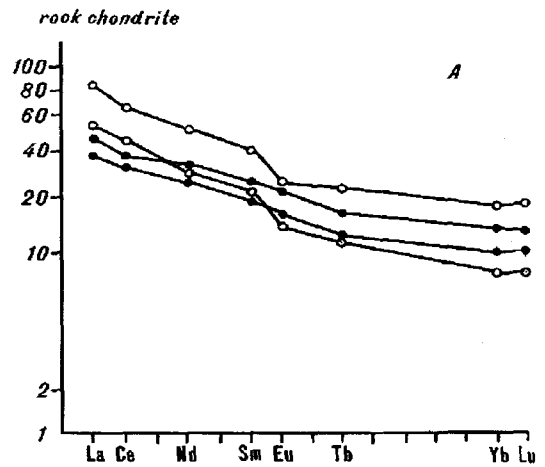


Fig. 6. REE distribution for metaandesite-basalts and metaamphibolites, Mamont-Shrenk terraine (A), Cheliuskin (B) and Stanovoy (C) ophiolitic belts.

acritarches. Flysch-like deposits have been zonally metamorphosed from low greenschist to moderate amphibolite facies (Fig. 7). Successive character of their metamorphic transformations described by Makhlayev and Korobova (1972), Zabiya (1974) and Demina and Belov (1979) is noted while studying the metamorphic minerals

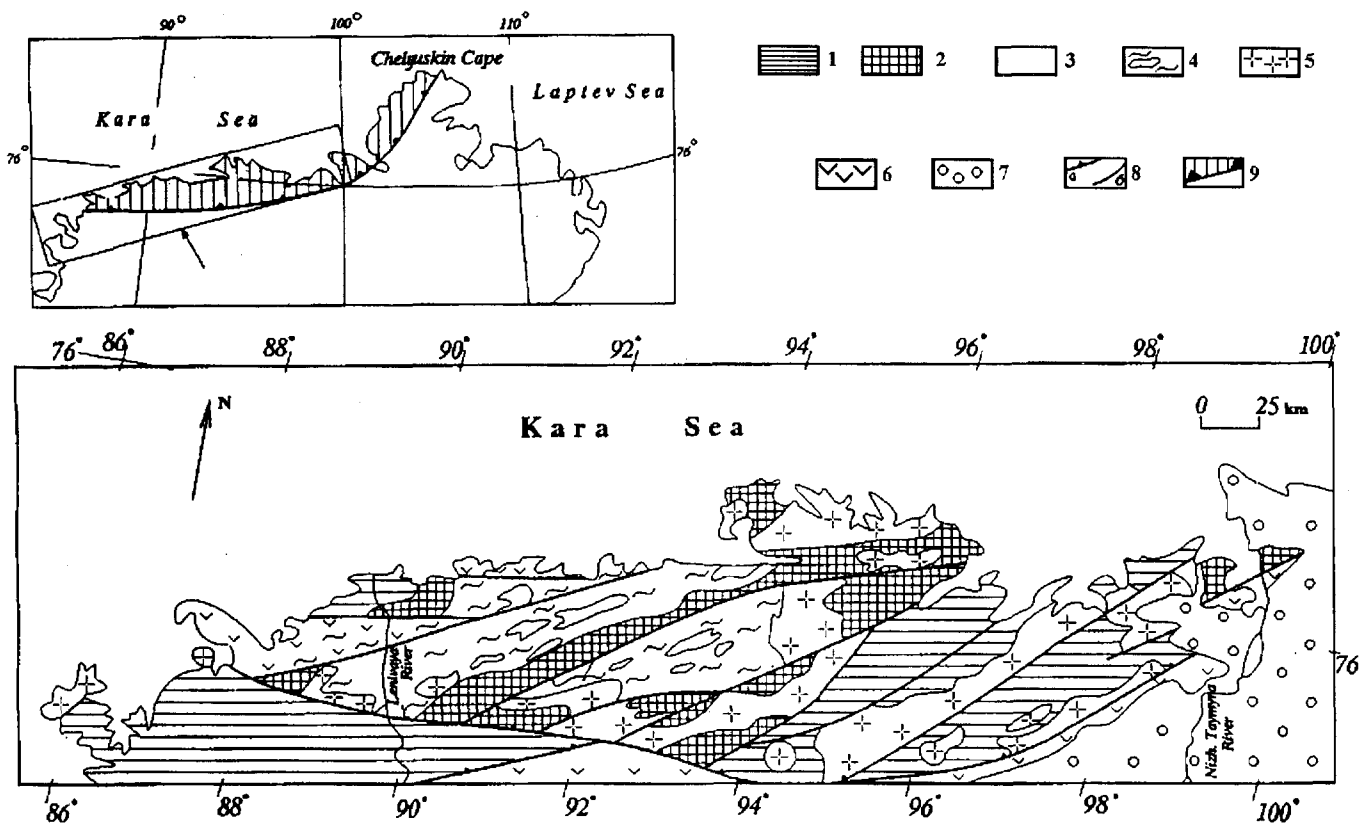


Fig. 7. The scheme for metamorphic facies rocks between Lenivaya and Nizhnyay Taimyra Rivers compiled by the author using Makhlayev & Korobova, 1972; Zabiya, 1974; Zakharov et al., 1977.

1 - greenschist facies; 2 - epidote-amphibolite; 3 - amphibolite; 4 - migmatites and autochthonous granites; 5 - allochthonous granites; 6 - the Central Taimyr accretionary belt amphibolites; 7 - Meso-Cenozoic deposits; 8 - thrusts (a) and faults (b)

composition, especially garnet (Vernikovskiy, 1995). A spessartine component decrease from low temperature to high temperature zones from 15-16 to 3-4 mol.% correlates with a pyrope component increase from 8-9 to 19-21 mol.%. Unlike Mamont-Shrenk and Faddey garnets these garnets have progressive zonation and their homogeneity. The rims are enriched in FeO, sometimes MgO, depleted in MnO and CaO to prove their single-stage formation. Grossular component variations are commonly not clear. P-T metamorphism estimations from Aranovich and Podlessky's (1980) and Perchuk's (1989) mineralogical geothermometers and geobarometers showed that the temperature from the garnet to the sillimanite zone changed from 490-520 to 620-660°C, pressure from 1.5-2 to 3.5-4.9 kbar, e.g. epidote-amphibolite or amphibolite facies (Dobretsov et al., 1972).

Amphibolite metamorphism is accompanied by migmatization resulting in the formation of small bodies of autochthonous amphibole-biotite, biotite, and two-mica porphyroblastic gneiss-granites. Such a zonation is recorded in the western part of the Kara microcontinent (Fig. 7) where the lower horizons of flysch-like deposits and underlying

amphibolites and biotite-amphibole schists (metavolcanics of the Riphean island arc) are exposed. To the east and northeast the amphibolite zones are replaced by epidote-amphibolite and greenschist zones, autochthonous granites, being replaced by larger parautochthonous and allochthonous massifs which have a discordant position and a more isometric shape. Hornfelses with a clear zonation (amphibole and pyroxene facies) are associated with allochthonous granites of the Kara microcontinent (Vernikovskiy and Zabiya, 1985).

Compositionally, the Kara microcontinent granites vary from granodiorites to subalkalic granites. Total alkalis exceed 7.5-8.1%, the  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  ratio ranges from 0.6 to 1.4. Along with rare-element composition, the above data permit to consider them as S- and J-type granites (White and Chappell, 1977). In Pearce's diagrams (Pearce et al., 1984) the Kara microcontinent granites fall on the field of syncollisional granites as the granites of the Faddey and the Mamont-Shrenk terrains (Fig. 8). But their trends are different. To estimate the age of formation of Kara granites and metamorphic rocks, we carried out U-Pb, Sm-Nd, Rb-

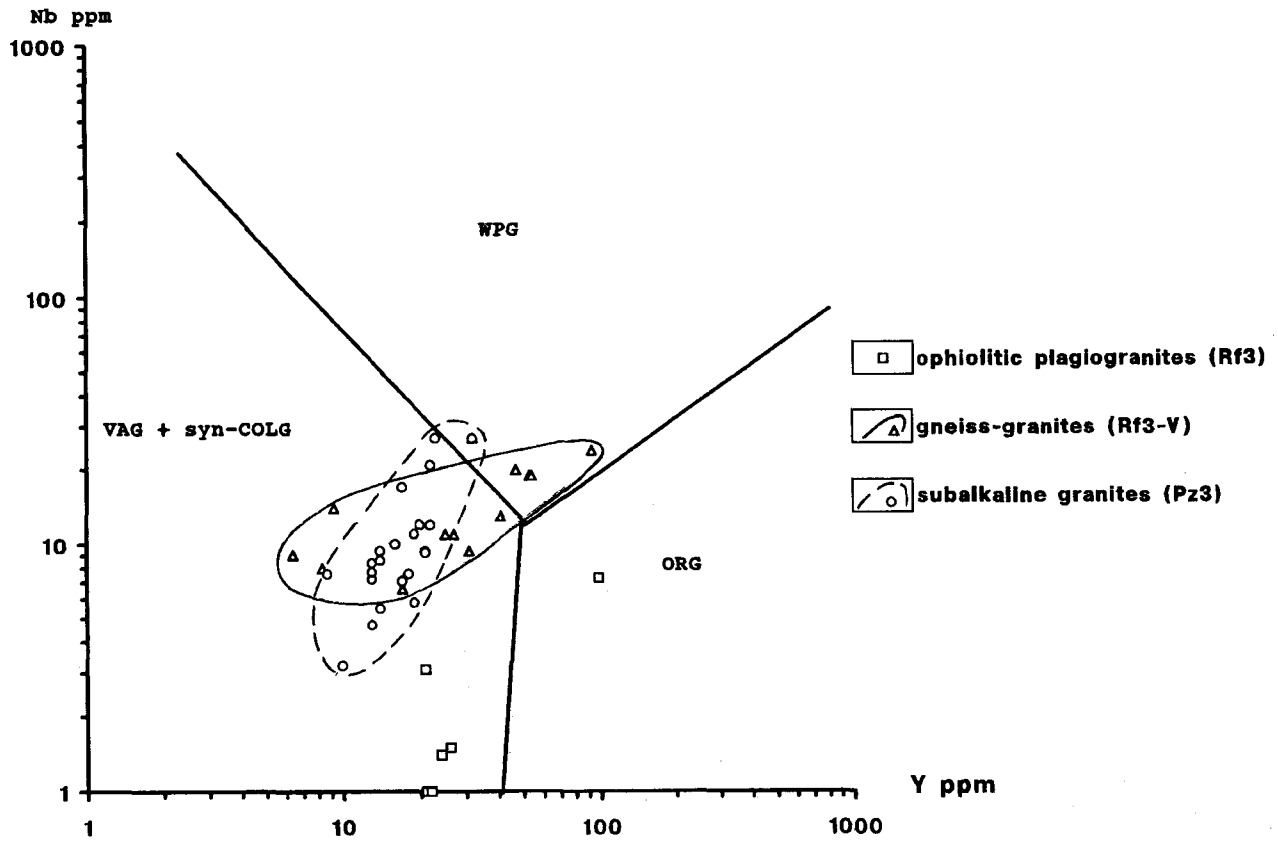


Fig. 8. Nb-Y discriminant diagram for Northern- and Central-Taimyr zone granites. Boundaries between syn-collision granites (syn-COLG), volcanic-arc granites (VAG), withinplate granites (WPG) and oceanic ridge granites (ORG) after Pearce et al. (1984).

## CONCLUSIONS

Sr, and K-Ar isotopic-geochemical and geochronological investigations (Vernikovskiy, 1995). Two zircon varieties of very different ages were established (U-Pb and Pb-Pb ratios). They can be referred to the age of substratum and its remobilization during granite formation with some amount of ancient radiogenic Pb inherited by the newly formed zircon. This ancient zircon 2200 Ma age corresponds to the age of detrital zircons from flysch psammities also obtained by a U-Pb method (Bibikova et al., 1968). To estimate the age of the granite formation in this case monacite datings can be used which do not contain the inherited Pb component. The monacite U-Pb datings fall onto the concordia curve to be  $306 \pm 2$  Ma. The whole rock Sm-Nd model age from the same granites confirm their origination out from Riphean continental crust rocks. Isochronic Rb-Sr and K-Ar datings for granites and their host amphibolites and gneisses showed close to 275 and 279 Ma values after amphibole, biotite, feldspar and whole rock. They reveal a similar time of formation of migmatite-granites, migmatized amphibolites, and a zonal regional metamorphic complex after flysch-like deposits.

Only the key questions concerning the problem of the Taimyr folded area formation were touched upon in this paper to correlate major metamorphic and magmatic events with tectonic ones. Available information and our own data permit to evidence of two major events of the Taimyr folded area formation in the Late Riphean and Late Paleozoic.

1. The first big tectonic event is the formation of an accretionary block and its possible collision with the Siberian continent in the Late Riphean. It resulted in the formation of thrusts, metamorphism, granitization and uplift of oceanic complexes at the surface. The age of this event is related to the age of ophiolitic plagiogranites on the one hand (740-720 Ma), and to the age of Mamont-Shrenk and Faddey collisional granites, and metamorphism age of Stanovoy garnet amphibolites (580-560 Ma), on the other hand.

2. Collision of the Kara microcontinent and the Siberian continent in the Late Carboniferous - Permian is responsible for one more event illustrated by volumes of regionally metamorphosed rocks and collisional granites, and tectonically affected the Siberian continent of margin.



The autochthonous granites of this stage were formed beneath sedimentary cover during crust thickening. Allochthonous granites were formed in the upper levels (mainly "greenschist"). The age of this Late Paleozoic event is determined by the age of the autochthonous granites and regional metamorphism 306-275 Ma on the one hand, and by the age of folding of all South Taimyr Paleozoic deposits on the other hand.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The author is pleased to thank N.L. Dobretsov who acquainted with initial the materials, made useful comments and advice, Ch.B. Borukayev, E.G. Konnikov for discussing the manuscript. The author is grateful to A.E. Vernikovskaya for collaboration while studying the zonation of North Taimyr garnets and estimating P-T metamorphism parameters by various mineral thermometers and barometers, L.A. Neimark and V.A. Ponomarchuk for joint isotopic-geochronological investigations, I.Yu. Saphonova for preparing the English version of the paper, and A.V. Radosteva for graphics and typing.

This work was carried out thanks to the support of the International Scientific Foundation (Soros Foundation) and the Russian Program "Global environmental and climatic changes".

#### REFERENCES

- Aranovich, L.Ya. and Podlessky, K.K. (1980) Garnet-plagioclase geobarometer. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 251:1216-1219 (in Russian).
- Belov, V.P., and Demina, L.I. (1980) Metamorphic conditions for Precambrian rocks of West Taimyr, *Izv. vuzov. geologiya i razvedka*, 9:38-47 (in Russian).
- Bezzubtsev, V.V., Zalyaleev, R.Sh., and Sakovich, A.B. (1986). Geological map of the Gorny Taimyr 1:500 000, explanatory note, Krasnoyarsk, 177 p. (in Russian).
- Bibikova, E.V., Chaika, V.M., and Polyakova, A.L. (1968). The age of the crystalline basement of the northern Siberian platform, and some questions on the formation of Proterozoic schist sequences of the Yenisei Ridge and Taimyr, *Geokhimiya*, 6:733-736 (in Russian).
- Coleman, R.G. (1977). Ophiolites - ancientoceanic lithosphere? Berlin etc.: Springer, 261 p.
- Coleman, R.G., and Peterman, Z.E. (1975). Oceanic plagiogranites. *J. Geophys. Res.*, 80:1099-1108.
- Daminova, A.M. (1957). The age of the crystalline schist complex of the Taimyr Peninsula, *Sovetskaya Geologiya*, 58:50-55 (in Russian).
- Demina, L.I., and Belov, V.P. (1979). Metamorphic Precambrian zonation, North-West Taimyr. *Bull. MOIP, otd. geol.*, 54:55-66 (in Russian).
- Dobretsov, N.L., Sobolev, V.S., and Khlestov, V.V. (1972). Facies of regional moderate pressure metamorphism, Moscow, Nedra, 285 p. (in Russian).
- Dobretsov, N.L., Sobolev, V.S., Sobolev N.L., and Khlestov, V.V. (1974). Facies of regional high pressure metamorphism, Moscow, Nedra, 328 p. (in Russian).
- Evensen, N.M., Hamilton, P.S., and O'Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundancies in chondritic meteorites. *Geoch. & Cosmoch. Acta*, 42:1199-1212.
- Makhlayev, L.V., and Korobova, N.I. (1972). Genetic granite series of the Precambrian Taimyr. Krasnoyarsk Publ. House, 130 p. (in Russian).
- Makhlayev, L.V. (1988). Tectonic nature of the Mamont-Shrenk block, Central Taimyr. *Izv. Ak. Nauk SSSR, ser. geol.*, 4:77-87 (in Russian).
- Miyashiro, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, London, 429p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *J. Petrol.*, 25:956-983.
- Perchuk, L.L (1989). Correlation of some Fe-Mg geothermometers using Nernst law: a revision, *Geokhimiya*, 5:611-622 (in Russian).
- Pogrebitsky, Yu.E. (1971). Paleotectonic analysis of the Taimyr folded area. *Tr. NIIGA*, 166:284 (in Russian).
- Proskurnin, V.F. (1991). Magmatic series of the Taimyr-Severozemelskaya folded area, their metallogenesis and geodynamic environments. In: Metallogenesis of Siberian magmatic series. Novosibirsk, SNIIGIMS Publ. House, pp.33-39. (in Russian).
- Ravich, M.G., and Pogrebitsky, Yu.E. (1965). Precambrian stratigraphic scheme of the Taimyr. Moscow, Nedra, *Tr. NIIGA*, 145:13-27 (in Russian).
- Urvantsev, N.N. (1949). The Taimyr folded zone. *Bull. Norilsk. kombinata, Norilsk*, 4-12 (in Russian).
- Uflyand, A.K., Natapov, L.M., Lopatin, V.M., and Chernov, D.V. (1991) To the Taimyr tectonic nature, *Geotektonika*, 6:76-93 (in Russian).
- Vernikovskiy, V.A. (1988). Garnets of metamorphic complexes of northeastern Taimyr, *Soviet Geology and Geophysics*, 29:50-57. (in Russian).
- Vernikovskiy, V.A. (1992). Metamorphic formation and geodynamics in Northern Taimyr, *Russian Geology and Geophysics*, 33:42-49. (in Russian).
- Vernikovskiy, V.A. (1995). Peculiarities of formation of metamorphic complexes of the Taimyr folded area in the Riphean and Paleozoic, *Petrology*, 1:64-83 (in Russian and in English).
- Vernikovskiy, V.A., and Zabiya, I.D. (1985) Metamorphic complexes of northeastern Taimyr, *Soviet Geology and Geophysics*, 26:50-58. (in Russian)
- Vernikovskiy, V.A., Neimark, L.A., Proskurnin, V.F., and Yakovleva, S.Z. (1993). To the Late Riphean age of plagiogranites of the Kunar massif (Northeastern Taimyr) from U-Pb zircon dating, *Dokl. Akad. Nauk*, 331:706-708 (in Russian).

White, A.J.R., and Chappel, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis, *Tectonophysics*, 43:7-12.

Zabiyaka, A.I. (1974). Stratigraphy and sedimentary formations of the Precambrian northwestern Taimyr, Krasnoyarsk Publ. House, 128 p. (in Russian).

Zabiyaka, A.I., Zabiyaka, I.D., Vernikovskiy, V.A., Serduk, S.S., and Zlobin, M.M. (1986). Geological structure and tectonic evolution of northeastern Taimyr, Novosibirsk, Nauka, 144 p. (in Russian).

Zakharov, Yu.I., Ravich, M.G., and Shulyatin, O.G. (1977). Metamorphic facies of the Taimyr folded area. In: Asian metamorphic complexes. Novosibirsk, Nauka, pp.164-176, (in Russian).

Zakharov, Yu.I., Chukhonin, A.P., and Proskurnin, V.F. (1993). New isotopic-geochronological dates for the Mamont-Shrenk block, Taimyr Peninsula. *Dokl. Akad. Nauk*, 332:58-61 (in Russian).

Zonenshain, L.P., and Natapov, L.M. (1987). Tectonic history of the Arctic. In: Actual problems of continent and ocean tectonics. Moscow, Nauka, pp.31-57 (in Russian).

Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., and Natapov, L.M. (1990). Lithosphere plate tectonics of the USSR territory - II. Moscow, Nedra, 334 p. (in Russian).

Zonenshain, L.P., Verhoef, J., Macnab, R., and Meyers, H. (1991). Magnetic imprints of continental accretion in the USSR, EOS Transection, American Geophysical Union, 72:305-310.

*В.А.Верниковский*

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В статье показаны тектоническая схема и основные структуры Таймырской складчатой области. Охарактеризованы метаморфические и магматические комплексы Северо-Таймырской зоны - Карского микроконтинента и Центрально-Таймырской зоны, которая представляет собой позднедокембрийский аккреционный пояс. Последний включает блоки континентальной коры, фрагменты островных дуг и офиолиты. Показаны составы метапелитов, метабазитов и гранитов из различных террейнов. На основании изучения минеральных парагенезисов, составов минералов и расчета P-T параметров метаморфизма, показаны особенности и типы метаморфических преобразований разных террейнов. Выделение основных этапов геодинамической эволюции проводится с использованием новых данных U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar датирования. Формирование аккреционного блока и его коллизии с Сибирским континентом произошли в позднерифейско-вендское время. В позднем палеозое - раннем мезозое с окраиной Сибирского континента столкнулся Карский микроконтинент, что привело к формированию коллизионных гранитоидов и метаморфитов с возрастом 306-275 млн лет.

## TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE SOUTHERN PART OF THE KORYAK HIGHLANDS AND KAMCHATKA.

*V.P.Zinkevich \* and N.V.Tsukanov \*\**

*\*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7, Pyzhevsky  
Str., Moscow, 109017, Russia*

*\*\*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 23, Krasikov Str., Moscow,  
117218, Russia*

The analysis of the tectonic framework of Kamchatka and the southern part of the Koryak highlands allowed the description of different terranes in the Pre-Cenozoic basement of these regions, which are classified into four groups: 1/tectono-stratigraphic, 2/disruptive, 3/composite and 4/metamorphic. A few of these terranes are similar in Koryakia and Kamchatka, that gives the evidence of their common origin in Cretaceous time. Geological history of both regions shows that a number of terranes are the remnants of the ancient West Pacific zone, and others have exotic origin.

### 1. INTRODUCTION

In the last years it was shown that many fold belts of the Pacific rim are composed of fragments of ancient island arcs, crust of back-arc and oceanic basins, blocks of continental crust. The important task is to distinguish and to describe such fragments (terranes), and to reconstruct the tectonic history of each of such belts. In this paper we made an attempt to resolve this problem as exemplified by Kamchatka and the southern part of the Koryak highlands. This region, a part of the young Eurasian continental margin, formed during Mesozoic-Cenozoic time at a convergent boundary between the Pacific and the Eurasian plates. A large part of it is covered by Cenozoic formations (Fig. 1), overlying the Mesozoic basement, composed of volcanic, volcano-sedimentary, terrigenous and metamorphic complexes. The rocks of this basement are very complexly deformed and almost do not contain valid remains of macrofauna.

Special emphasis on sedimentary facies, radiolarian biostratigraphy, geochemistry of effusives and structural styles of Pre-Cenozoic rocks allowed us to come to the conclusion, that the Pre-Cenozoic basement consists of different terranes that are regions of distinct stratigraphy, structure, petrology and metamorphism with geological history, different from those of adjacent terranes.

It was necessary to answer the question: is there any conformity to natural laws in the position and distribution of terranes of Kamchatka and southern Koryakia or does the tectonic framework of these regions consist of terranes, each of which was not connected with neighboring terranes in the past?

Also, a very important regional problem is of comparison of tectonic frameworks of both mentioned above regions. Modern tectonic framework of these regions is different, but their Cretaceous complexes are very similar,

which gives the evidence for their common origin. Different tectonic models may be created in relation with the answer to the question about the tectonic structure in Cretaceous time.

### 2. TERRANE ANALYSIS OF THE PRE-CENOZOIC BASEMENT OF KAMCHATKA AND SOUTHERN KORYAKIA

The analysis of terranes of Koryakia and Kamchatka allows us to classify them as: 1/tectono-stratigraphic, 2/disruptive, 3/composite, and 4/metamorphic (Fig. 2).

1/ Tectono-stratigraphic terranes include the Omgon, Central-Koryak -West-Kamchatka, Irunev, Achaivayam-Ozernovsko-Valaginsky, Olutorsky, and Kronotsko-Shipunsky ones.

The Omgon terrane is found in westernmost Kamchatka (see Fig. 1), where Jurassic and Cretaceous rocks are exposed over an area of 25 km x 5 to 6 km. A recent study of this region (Bogdanov et al., 1991; Bondarenko and Sokolov, 1990) showed that it consists of three thrust slices dipping to the southeast. The lower slab consists of basalts with lenses and bands of cherts; the middle one, of volcanogenic-sedimentary formations; the upper, of basalts interbedded with chert-carbonate members containing Middle Jurassic and Late Jurassic-Valanginian radiolarian, and the top of the section, late Berriasian-Valanginian Buchia. The rocks of the middle slab are unconformably overlain by turbidites ( $K_{1,2}$  ap-al-  $K_2$ m). Petrochemical and geological data (Bondarenko and Sokolov, 1990) show that these volcanogenic and volcanogenic-sedimentary rocks were formed in the Middle Jurassic - Early Neocomian in an ensimatic island arc setting. Island arc formations of the Omgon terrane have no analogs in the neighboring parts of Kamchatka, but are very similar to the formations of the southern part of Taigonos Peninsula in the northern part of the Sea of Okhotsk.

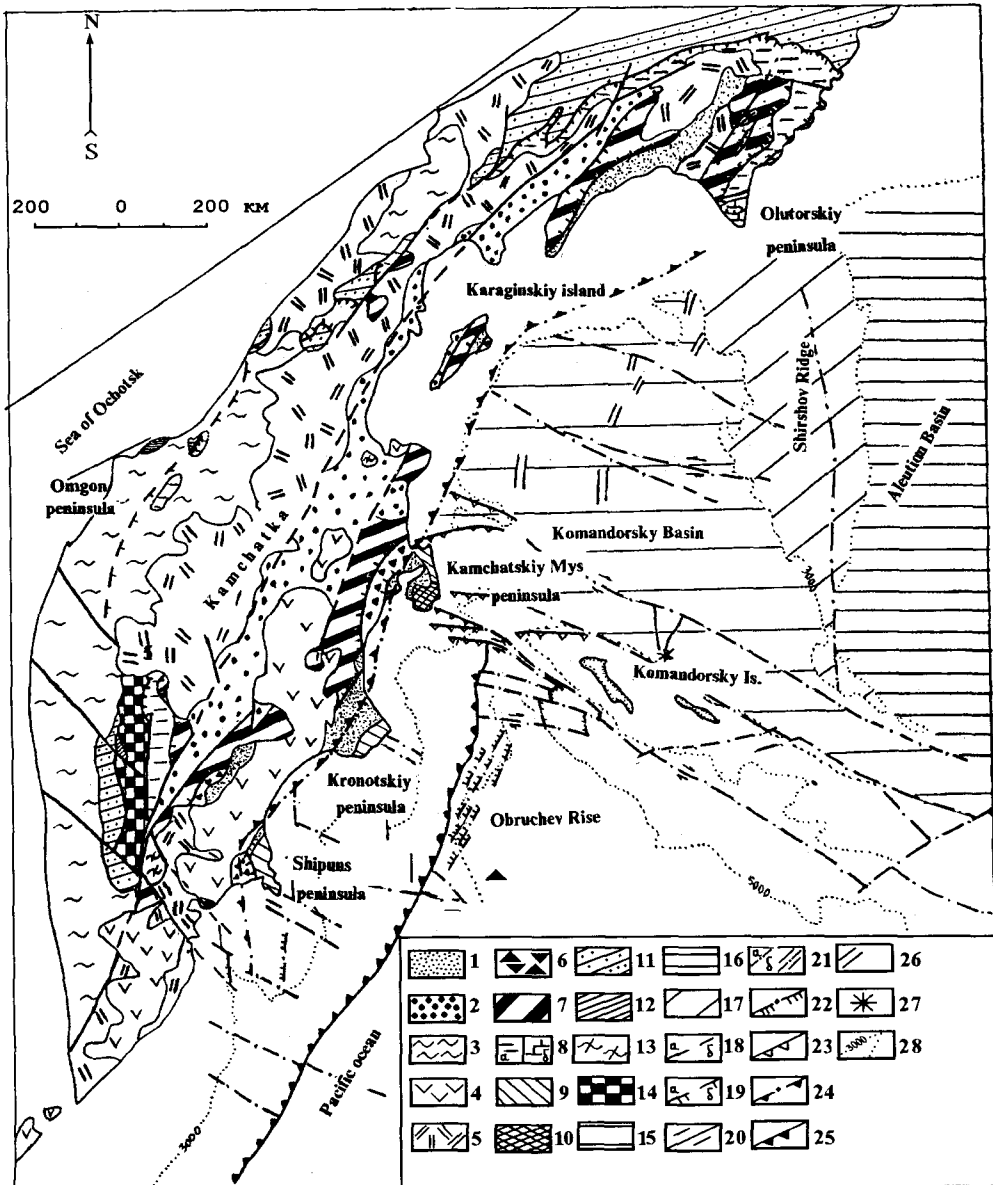


Fig 1. Geological sketch of Kamchatka and the southern part of the Koryak highlands.

1-3 - Cenozoic clastic deposits: 1 - Tushevka and Pakhachinskaya basins ( $P_2-N_1$ ), 2 - Central Kamchatka - Govená graben ( $K_2$ ), 3 - West Kamchatka basin ( $P_2-N_1$ ), 4-5 - volcanic formations: 4 - East Kamchatka volcanic belt ( $N_2-Q$ ), 5 - Central Kamchatka volcanic belt, 6 - Vetlovsky complex ( $K_2^2-P_2$ ), 7 - volcanic and volcanic-sedimentary formations ( $K_2 km - P_1$ ), 8 - volcanic-sedimentary and sedimentary formations ( $K_1 al - K_2 km$ ): back-arc basins (a), oceanic complexes ( $K_2 km$ ) (b), 9 - volcanic and tuffogenic-sedimentary rocks of the volcanic island arc of Eastern Peninsula of Kamchatka, 10 - mudstone - siliceous rocks, tholeiitic basalt, and sedimentary deposits of oceanic cover ( $K_{1,2}$ ), 11 - sedimentary deposits ( $K_{1,2}$ ), 12 - volcanic and volcanic sedimentary complexes of island arc ( $J_2 - K_1$ ), 13 - metamorphic complexes of East Kamchatka, 14 - metamorphic complexes of Central Kamchatka, 15 - oceanic crust of the Komandorskiy basin, 16 - transitional crust of the Aleutian basin, 17 - transitional crust of the Shirshov Ridge, 18 - major faults undifferentiated, 19 - overthrusts undifferentiated, 20 - strike-slip fault, 21 - Vetlovsky collision suture, 22 - tectonic axes of the Kurile-Kamchatka and Aleutian trenches, 23 - axes of the spreading zone on the Komandorskiy basins, 24 - modern volcanoes, 25 - isobath 3000 m.

*The Central-Koryak - West-Kamchatka terrane* comprises Pre-Cenozoic terrigenous rocks in West Kamchatka traceable northward to the Kamchatka isthmus and to the Koryak highlands (see Fig. 1). In West Kamchatka clastic deposits ( $K_{1ap} - K_2$ ) are uniform in composition and intensely deformed. No complete section is known, because of the strong tectonic reworking and small outcrops. The Cretaceous age of the clastic formations was determined on the basis of very rare finds of inoceramides and radiolarites (Geologiya, 1964; Sidorchuk and Khanchuk, 1981;). Sandstones, siltstones and mudstones are interbedded in relations indicating an origin similar to that of turbidites or, more often, contourites, formed in a deep-sea environment.

Coarse-clastic rocks are very rare; sometimes there are sili tuffs, tephroids, or cherts, including pure radiolarites (Shapiro et al., 1992) and, very seldom, tholeiite pillow basalts (Fedorov, 1988). The sandstones are graywackes in which the clastic part consists predominantly of quartz, plagioclase, and fragments of various rocks - andesite, dacite, and various siliceous-tuffogenic, siliceous-clayey, and cherty rocks.

No steady tendency toward a change in composition of sandstones from south to north along West Kamchatka is observed (Shapiro et al., 1992). The central part of the Koryak highlands is composed of Cretaceous terrigenous rocks of Albian to Maastrichtian age (Ermakov, 1975; Vorogushin, 1992; Kazimirov et al., 1987). Campanian rocks are more wide-spread and show facial changes of coarse slope sediments to deep sea debris and contour flows from north-west to south-east of the region (Kazimirov et al., 1987). Apparently, these deposits were formed near the upper part of continental slope and in the neighboring part of a marginal basin near the Koryak continental margin.

*The Irunev terrane* (see Fig. 1) consists of a folded packet of tectonic nappes that have been thrust westward on the Central-Koryak - West-Kamchatka terrane.

In the central part of Kamchatka, this terrane includes tectonic slices consisting of clay-jasper, clay-chert-tuffogenic and tuffogenic rocks of Santonian(?), Campanian-Maastrichtian age (Zinkevich et al., 1993). Clay-jasper rocks were formed in the central parts of a paleobasin, far from the sources of clastic material, below the wave of action, during slow biogenic siliceous sedimentation and periodic influx of clayey material. The clay-chert-tuffogenic association was formed in a zone near the source of tuffogenic fragment material, in an environment favorable for the activity of benthic organisms, above the carbonate compensation level. The tuffogenic rocks were accumulated on the smooth slopes of volcanic uplifts. The composition and structure of these tectonic slices reflect conditions of their forming in different parts of the Irunev marginal (back-arc) basin.

To the north, the greater part of the Irunev terrane is overlain by flat-lying Cenozoic formations, but in the Kamchatka isthmus the tectonic nappes of this terrane, composed of basalts, cherts and jaspers, are exposed among

Cenozoic volcanics (Shantser et al., 1985; Fedorchuk and Izvekoy, 1992).

In the southern part of the Koryak highlands, this terrane includes tectonic nappes, composed of tholeiitic basalts, hyaloclasts, cherts, jaspers and limestones ( $K_{1al} - K_{2km}$ ) (Bogdanov et al., 1982; Chekhovich, 1993; Kazimirov et al., 1987). The allochthonous complexes in this region are underlain by an olistostrome of Maastrichtian age (Mitrofanov, 1977).

*The Achaivayam-Ozernovsko-Valaginsky terrane*, traced northward of Kamchatka as far as Karaginsky Island and the Koryak highlands, was described in detail earlier (Kamchatka - Zinkevich et al., 1993; Karaginsky Island - Kravchenko-Berezhnoy, 1989; the Koryak highlands - Bogdanov et al., 1982; Chekhovich 1993; Kazimirov et al., 1987).

In Kamchatka, it consists of tectonically superposed volcanogenic ( $K_{2km-m}$ ), cherty-clastic ( $K_{2m_2} - P_1$ ), tuff-clastic ( $K_{2km_3} - P_{1d}$ ) and polymictic flyshoid ( $K_{2m} - P_1$ ) complexes, generally divided by thrusts and, sometimes, serpentinite melanges. The volcanogenic complex consists of basalts, andesites, less often of andesite-dacite flows, tuffs and tuff-brecciae, siliceous tuffites and tuff-silicites. The volcanics correspond to an association of primitive island arcs series of tholeiitic, calc-alkaline and high-alumina types, typical of the early stages of evolution of an island arc (Zinkevich et al., 1993). The tuff-clastic complex consists of various tuffs, tephroids and volcanomictic clastic and cherty rocks, formed on volcanic shelves and at their feet. The siliceous-clastic complex (various tuffogenic and tuffogenic-siliceous rocks) is characterized by volcanoclastic and siliceous deposits of a fore-arc basin. The polymictic flyshoid complex (chiefly fine-fragmental sedimentary and tuffogenic rocks) characterizes the final stage of activity in the island arc, when local volcanogenic material was deposited.

On Karaginsky Island, the Achaivayam-Ozernovsko-Valaginsky terrane is traced in the central part of it, as tectonic slices, composed of chert-volcanogenic and volcanogenic-clastic complexes ( $K_{2km-m}$ ) (Kravchenko-Berezhnoy, 1989).

In southern Koryakia, this terrane comprises different volcanogenic complexes of island-arc origin, formed on a chert-volcanogenic formation comparable with oceanic crust (Bogdanov et al., 1982; Chekhovich 1993; Kazimirov et al., 1987).

*The Olutorsky terrane* comprises a small tectonic block in the southern part of Olutorsky Peninsula. It is separated from the neighboring terranes by normal faults. It consists of a packet of tectonic sheets, composed of oceanic basalts, rarely of cherts and radiolarites. The volcanics correspond to an alkaline-rich typical association of seamounts at transform zones (Chekhovich 1993).

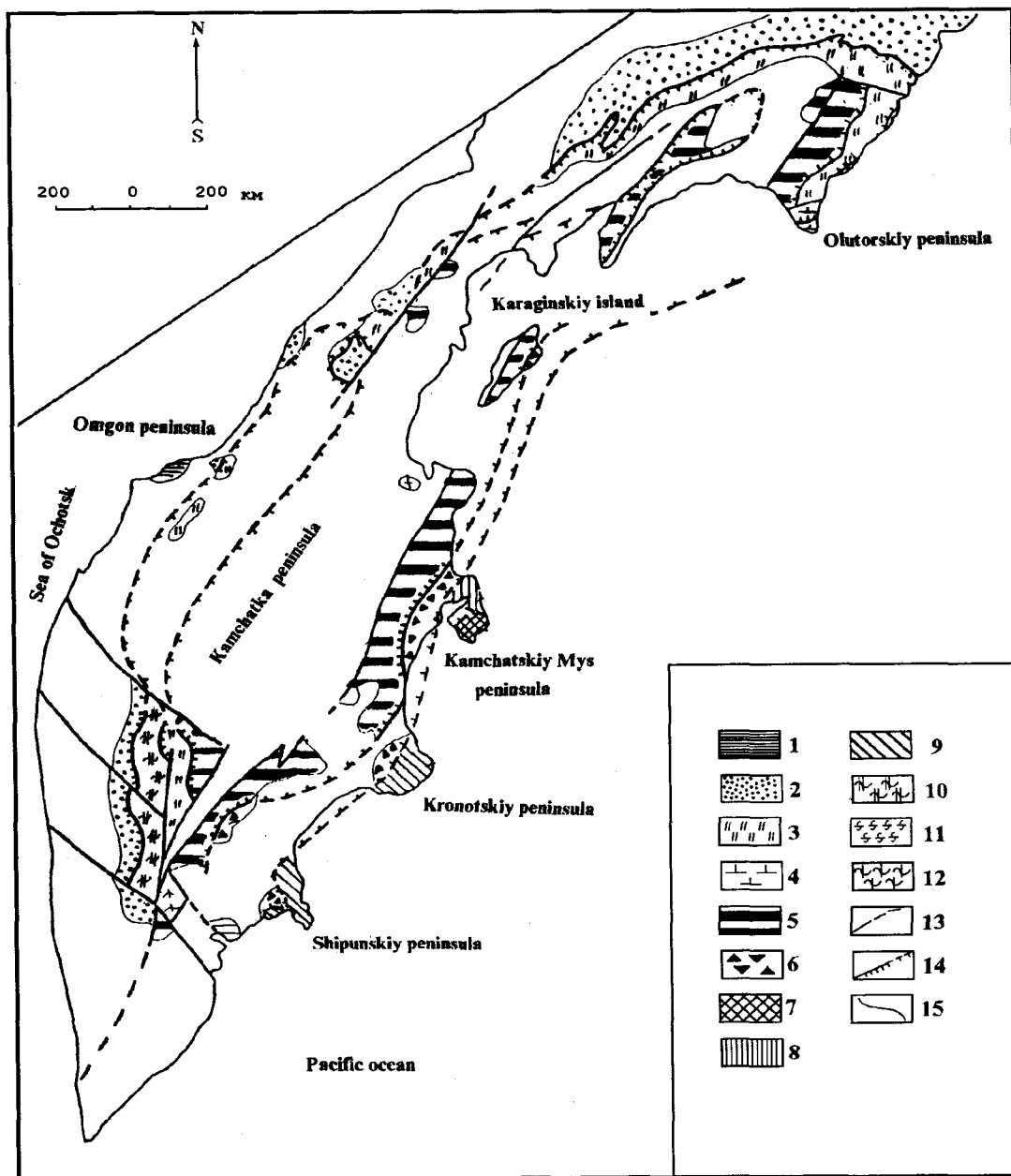


Fig 2. The sketch of terranes of Kamchatka and the southern part of the Koryak highlands.

1-9 - tectono-stratigraphic terranes: 1 - Omgon, 2 - Central-Koryak-West Kamchatka, 3 - Irunej, 4 - Olutorskiy, 5 - Achaiyayam-Ozernovsko-Valaginskiy, 6 - Vetlovskiy, 7-8 - Cape Kamchatka : 7 - southern part, 8 - northern part, 9 - Kronotsko-Shipunskiy, 10-12 - metamorphic terranes: 10 - Tsentralno-Kamchatskiy, 11 - Havvyvenskiy, 12 - Ganalskiy, 13 - major faults undifferentiated, 14 - overthrust undifferentiated, 15 - board of terranes in the modern structure.

*The Vetlovsky terrane* is found in the eastern part of Kamchatka to the east of the Achaivayam-Ozernovsko-Valaginsky terrane and apparently beneath the clastic deposits ( $P_2 - N_1$ ) of the Tyushevsky basin. It is traced in a single 700-km long linear belt from Petropavlovsk in the south to Karaginsky Island in the north (see Fig. 1). A specific feature of this terrane is a very complex tectonic structure; in fact, it is tectonic megamelange, involving different-size blocks, sheets and pieces, often separated by cataclastic rocks and mylonites (Tsukanov, 1991; Tsukanov et al., 1991; Zinkevich et al., 1993; Zinkevich and Tsukanov, 1993). The age of the rocks has a wide range - from Upper Cretaceous? to Middle Eocene. The terrane consists of fragments of different sequences. The tectonic sheets and blocks are composed of: 1) tuffogenic-sedimentary formations ( $K_2m-P_1d$ ), which are typical of deep trenches and an island-arc slope of trenches; 2) associations, composed of thin laminated siliceous rocks, cherts, and limestones ( $P_{1,2}$ ), formed in the environment of an open-sea basin; 3) complexes, composed of tholeiitic basalts, which are typical of oceanic crust.

*The composite Cape Kamchatka terrane*, described in detail (Zinkevich et al., 1993) consists of two different parts, divided by normal fault, traced as far as the Bering Sea. The northern part is made up of volcanogenic-sedimentary and terrigenous formations ( $K_2m - P_2$ ) typical of island-arc slopes. The southern part is made by oceanic effusives, cherts, limestones ( $K_{1,2}$ ) with Tethyan province microfauna, tuffogenic and sedimentary sequences ( $K_2km$ ), basalts ( $P_1$ ), typical of island-arcs. There are different gabbro and ultramafic rocks, generally deformed as a serpentinite melange. The layers in the northern part of this terrane are deformed very insignificantly, but the tectonic framework of the southern part is very complex and consists of tectonic nappes. Intensive tectonic movements took place during a few episodes from the end of Cretaceous time to recent time and caused combined occurrence of oceanic and island-arc complexes in the united tectonic structure. Geological nature of the Cape Kamchatka terrane is thought to be of accretionary origin. It is important that all the formations of the southern part of this terrane differ from the main Kamchatka block.

*The Kronotsky - Shipunsky terrane* yields the oldest Cretaceous (Coniacian) rocks of island-arc origin in East Kamchatka, more ancient than neighboring paleoisland arc complexes of Kamchatka. It is exposed in tectonic sheets of Kronotsky and Shipunsky Peninsulas (see Fig. 1), composed of very similar complexes - island-arc effusives and tuffogenic-sedimentary rocks (Tsukanov, et al., 1991).

Metamorphic terranes include the Khavyvsky, Ganalsky and Central Kamchatka ones. Not so long ago, many geologists thought that metamorphic complexes were the basement of Mesozoic formations (Shapiro, 1976; Ocherki ..., 1987). This point of view was based on the conception of the ancient age of metamorphic rocks, but geological and

reliable isotopic data were absent. New geological data have been obtained lately.

*The Central Kamchatka terrane* (see Fig. 1, 2) consists of two units: the lower, Kolpakovskaya series (different gneisses, plagiogneisses, rare garnet amphibolites) and the upper, Malkinskaya series (rocks of different facies of metamorphism - from gneisses to greenschists) covered by a Campanian terrigenous complex.

Isotopic measurements of metamorphic rocks from the Kolpakovskaya series (Rb-Sr method) revealed that they were formed occurred 140-130 m.y. ago (Vinogradov et al., 1991). The latest episodes of metamorphism took place 75-70-62+6 m.y. ago (Grigor'ev and Lobzeva, 1993). Now, it is not possible to specify the tectonic role of this terrane (a part of an ancient massif, an exotic microcontinent or a fragment of a metamorphic zone, formed at the very beginning of the continental crust origination).

*The Khavivenka and Ganalsky metamorphic terranes* of East Kamchatka are exposed in two small areas (see Fig. 1, 2). Geological mapping of the Khavivenka terrane revealed that it is composed of two tectonic complexes consisting of metamorphic rocks - from amphibolites to greenschists (Litvinov, 1990). Protolith of one of them was the rocks typical of volcanic belts, of the other - complexes of oceanic origin. The results of  $^{40}Ar/^{39}Ar$  dating of both metamorphic complexes give the evidence for their Early Cenozoic appearance (Zinkevich et al., 1993).

Metamorphic rocks of the Ganalskiy terrane were characterized by A.V. Rikhter (Zinkevich et al., 1993). He described oceanic and island-arc complexes of this region as a system of tectonic slices. The results of isotopic dating also gave the evidence for Early Cenozoic metamorphism (Zinkevich et al., 1993).

## DISCUSSION

The comparison of Kamchatka and southern Koryakia Pre-Cenozoic basement terranes reveals a lot of common features in their structures. The greater part of them (Central-Koryak - West-Kamchatka, Iruney, Achaivayam-Ozernovsko-Valaginsky terranes) are large tectonic units, composed of complexes of almost the same age, corresponding to the environment of an island arc and adjacent parts of back- and fore-arc basins of Late Cretaceous time. It gives the evidence of their origin in a single paleozone of the same structure as the modern West Pacific. But, besides the above tectonic units there are a few small terranes (Omgon, Olutorsky, Kronotsko-Schipunsky, Cape Kamchatka, Vetlovsky), different from the main block of Kamchatka by their age and origin, which demonstrates a complex history of formation of the accretionary framework. The tectonic history of the region since Cretaceous time was fairly reliably reconstructed (Zinkevich et al., 1993; Zinkevich and Tsukanov, 1993), while its earlier evolution is problematic. The similarity of the rocks of the Omgon terrane with the rocks of the same age in Taigonos Peninsula

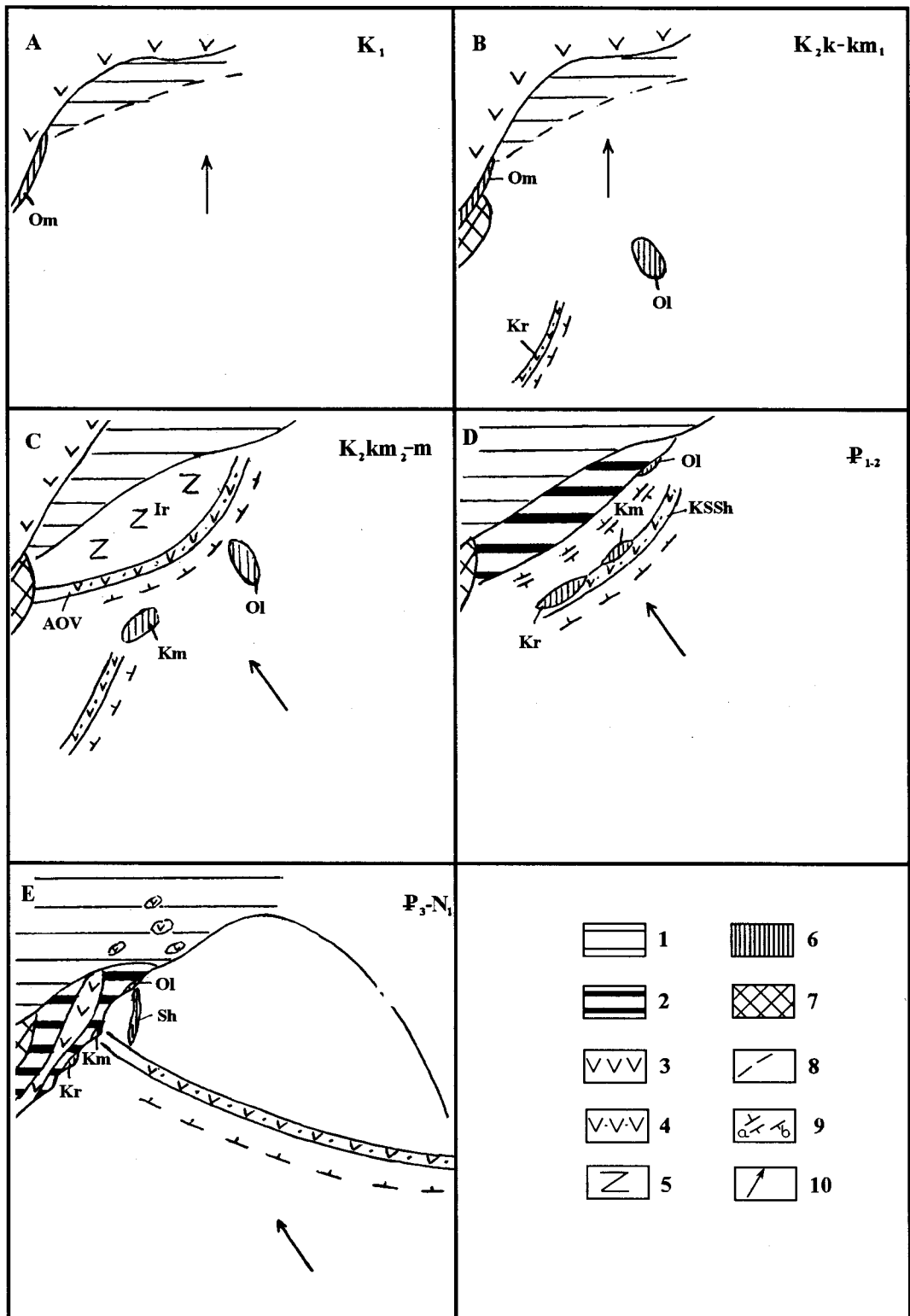


Fig 3. Paleotectonic reconstruction of Kamchatka and the southern part of the Koryak highlands.

1-2 - accretionary system: 1 - Koryak, 2 - Kamchatka, 3 - continental margin volcanic belts, 4 - volcanic island arcs, 5 - Irunev marginal sea, 6 - terranes: Ol - Olutorsky, Ck - Cape Kamchatka, Kr - Kronotsky, Om - Omgon, 7 - metamorphic rocks of the Asian continent margin, 8 - board of accretionary system, 9 - spreading axes (a), subduction zones (b), 10 - direction of movement of oceanic plates.



shows that in Jurassic - Early Cretaceous time (up to end of Hauterivian time) this region was an active continental margin of the Asian continent (Fig. 4). The above-mentioned above isotopic data on the metamorphism in the Central Kamchatka terrane evidenced that general thickening of the crust in the western part of the region took place 140 - 130 m.y. ago. The cherts with microfauna of the Tethyan type, revealed in the blocks of serpentinite melanges of East Kamchatka, were fragments of oceanic crust's sedimentary cover to the east of Kamchatka. In Coniacian time, the Kronotsko-Shipunsky island arc was established somewhere in the southern part of this paleo-ocean (see Fig. 3). It was a primitive island arc of Tonga-Kermadec type (Khubunaya, 1987). Paleomagnetic data on the Kronotsky terrane are absent and, therefore, a true position of the Kronotsky island arc is uncertain. In Campanian - Maastrichtian time, the ensimatic Achaivayam-Ozernovsko-Valaginskaya island arc appeared near the Kamchatka-Koryak orogen. Paleomagnetic data gave the evidence of the position of this island arc near the latitude of 43-40° N (Kovalenko, 1990; Savostin, Kheifetz, 1988). The Irunev back-arc basin existed at that time to the west of the Achaivayam-Ozernovsko-Valaginskaya arc; the subduction zone was to the east of it (Fig. 3).

At the end of Maastrichtian-beginning of Paleocene time volcanic activity of the Achaivayam-Ozernovsko-Valaginskaya island arc died out, and the newly formed Vetlovsky oceanic basin began to form east of that arc (Fig. 3). A new subduction zone appeared to the south-west and island-arc types of magmatism originated. At the very beginning, the Irunev basin closing and the tectonic superposition of back-arc and island-arc complexes (West-Kamchatka - Central-Koryak, Irunev, Achaivayam-Ozernovsko-Valaginskiy terranes) occurred at that time in the northern and western parts of the region.

Apparently, the existence of the Vetlovsky basin was rather brief, and by the middle of the Eocene it no longer existed. The attachment of fragments of the Kronotsko-Schipunsky arc and the Cape Kamchatka terrane to the Kamchatka block had evidently occurred till the middle Eocene. This compression in the Middle Eocene was of a large scale and led to the final closing of the Irunev basin and to the closing of the Vetlovsky basin, accompanied by the formation of the Vetlovskiy collision suture, which was masked later by clastic deposits of the Tyushevka basin. A considerable overall increase in crustal thickness and thus augmentation of the continental block took place at that time. Intensive metamorphism occurred in its lower part of the crust during tectonic superposition of the sequences of different facies, that cropped out in the Khavivenka and Ganalsky metamorphic terranes.

The Cenozoic stage of evolution, which began in the Middle Eocene, was characterized by a complex combination of various regimes. Against the background of its overall growth and formation, continental crust was destroyed, and

beginning from the Oligocene, tension structures gave rise to volcano-plutonic belts and grabens. After the Middle Eocene tectonic phase, the Koryak-Central Kamchatka volcanic belt ( $P_{23-3}-Q_1$ ) developed, with rocks of the basalt-trachyte-comendite series (Volynets et al., 1990) geochemically similar to the series of volcanics of intracontinental and marginal-continental regions. This belt marked the boundary of the newly formed continental crust. The Komandorsky basin began to open up at the back of the Aleutian arc 20-10 m.y. ago, and young oceanic crust began to form in it (Baranov et al., 1992). Its formation was compensated on the east by the pile-up and engulfment of oceanic crust at the junction with the old crust of the Aleutian basin (Neprochnov et al., 1985), and on the west, by general complication of the structure of the adjacent continental margin, best reflected in the accretionary structure of Karaginsky Island (Chekhovich et al., 1989).

The appearance in the Middle Miocene of the East Kamchatka volcanic belt ( $N_2-Q$ ) finally created the tectonic structure of the region very similar to the modern one. In Pliocene-Quaternary time, substantial uplift of the region occurred episodically, accompanied by high-amplitude block movements. At this same time, as Seliverstov (1987) has shown, the continental border of the Kuril-Kamchatka trench continued to increase as a result of the attachment and tectonic reworking of adjacent parts of the Pacific plate. The zones of compression were displaced to the eastern part of the region, apparently in connection with the process of subduction of the Pacific Ocean crust in the Kuril-Kamchatka and Aleutian trenches.

We thank Dr. Fedorchuk for many valuable comments and suggestions. We are also grateful to our lithologists and geochemists: Konstantinovskaya E.A., Kamenetsky V.A. and Magakjan R. for their kind help in our field work.

This research was supported by I.S.F. grant N 59000.

## REFERENCES

- Baranov, B.V., Seliverstov, N.I., Murav'ev A.V., Mazurov, E.T. 1991, The Komandorsky basin as a product of spreading behind transform plate boundary: *Tectonophysics*, v.199, p.237-269.
- Bogdanov, N.A., Chekhovich, V.D., Sukhov, A.N., and Vishnevskaya, V.S. 1982, *Tektonika Olutorskoi zony*, in.: *Ocherki tektoniki Koryakskogo nagor'ya* (Outlines of the Koryak highlands): Moscow, Nauka Press, p. 189-217, (in Russian).
- Bogdanov, N.A., Bondarenko, G.Ye., Vishnevskaya, V.S., and Izvekov, I.N. 1991, *Sredne-verchne Jurskie i nizhne Melovye radiolarij Omgonskogo vystupa* (Zapadnaja Kamchatka): *Doklady AN SSSR*, v.231, No. 2, p. 344-347, (in Russian).
- Bondarenko, G.Ye., and Sokolov, V.A. 1990, *Novye dannye o vozraste, strukture i razvitiij vulkanogenno-kremnistó-osadochnogo kompleksa Mysa Omgon*

(Zapadnaja Kamchatka): Doklady AN SSSR, v. 315, No.6, p. 1427-1434, (in Russian).

Chekhovich, B.D. 1993. Tektonika i geodinamika skladchatogo obramlenija mal'yx okeanicheskikh basseinov. Moscow, Nauka Press, 272 p., (in Russian).

Chekhovich, B.D., Kravchenko-Berezhnoy, I.R., Averina, G.Yu., and Kovalenko, D.V. 1989. On the tectonics of Karaginskyj Island: Geotektonika, No. 1, p.108-109.

Geologia SSSR: Kamchatka, Kurilskie i Komandorskie ostrova, Ch. 1, Pt. 1, 1964: Moscow, Nauka Press, 664 p., (in Russian).

Grigor'ev, V.S., and Lobzeva, R.V., 1993, Isotopy Sr and vremja metamorfizma chernykh slantsev Sredinno-Kamchatskogo massiva. Litologiya i poleznye iskopaemye, No. 3, p.127-131, (in Russian).

Ermakov, B.V. 1975. Ukalajatcko-Schumaginsky progib Koryakii i Juzhnoi Aljaski. Geologiya i geofizika, No. 6, p. 42-46, (in Russian).

Ftdorchuk, A.V., and Izvekov, I.P. 1992, Novye dannye o geologii severnoi chasti Sredinnogo khrebtta Kamchatki. Izvestiya Akademii Nauk SSSR, ser. geol., No. 12, p.147-151, (in Russian).

Fedorov, P.I. 1988, Geochimija i petrologija pozdne-melovykh vulkanitov Kamchatki: Geokhimiya, No. 11, p. 1627-1637, (in Russian).

Kazimirov, A.D., Krylov, K.A., and Fedorov, P.I. 1987, Tektonicheskaya evolutsija okrainnykh morei na primere juga Korjaskogo nagorja. Oчерki po geologii Severo-zapadnogo sektora Tikhookeanskogo tektonicheskogo pojasa. Moscow, Nauka Press, p.200-225, (in Russian).

Khanchuk, A.I. 1985, Evolyutsiya drevnei sialicheskoi kory v ostrovoduzhnykh sistemakh Vostochnoi Azii: Vladivostok, DVNTs AN SSSR Press, 275 p.,(in Russian).

Khubunaya, S.A., 1987, Vysokoglinozemistaya plagiotoleitovaya formatsiya ostrovnykh dug (High-alumina plagiio-tholeiite facies of island arcs): Moscow, Nauka Press. 167 p.

Kovalenko, D.V.1990, Paleomagnetic ressearch of island arc complexes of Olutorsky zone, Island Karaginsky and results of tectonic interpretation. Geotectonics. 1990, No. 2, p.92-101.

Kravchenko-Berezhnoy, I.R., 1989, Geologicheskoe polozhenie magmatischeskikh kompleksov zapadnogo obramleniya Komandorskoj kotloviny: Abstract of Candidate's dissertation, Geol.-Min. Sci. Moscow, GIN Press, 24 p.,(in Russian).

Mitrofanov, N.P. 1977, Vatynskii tektonicheskii pokrov v Zentralno-Koryakskoy skladchatoy zone. Geologiya and geofyzika, No. 4, p. 144-149, (in Russian).

Neprochnov, Yu.P., Sedov, V.V., Merklin, L.R., Zinkevich, V.P., Levchenko, O.V., Baranov, B. V., and Rudnik, G.B. 1985, The tectonic composition of Shirshov

Ridge (Bering Sea). Geotectonics, No. 3, p. 21-37 (in Pussian).

Oчерki tectonicheskogo razvitiya Kamchatki 1987, Moscow, Nauka Press, 272 p., (in Russian).

Savostin, L.A., and Kheifetz, A.M. 1988, Paleomagnetism of Maastrichtian-Paleocene complexes of Olutorsky zone (Southern Koryak). Leningrad, VNIIGRI, p.127-140.

Shantser, A.Ee., Shapiro, M.N., Koloskov, A.V., Chelebaeva, A.I., and Sinelnikova, V.N. 1985. Evolutsija struktury Lesnovskogo podnjatia (Severnaja Kamchatka) i smezdnyh territorii v Kainozoe: Tikhookeanskaya geologiya, No. 4, p. 66-74, (in Russian).

Shapiro, M.N. 1976, Tektonicheskoe razvitie Vostochnoi Kamchatki. Moscow.: Nauka Press, 99p, (in Russian).

Shapiro, M.N., Markevich, P.V., Grechin, V.I., and Konstantinovskaja, E.A. 1992, Verkhnemelovye i nizdne-paleogenovye peschaniki Kamchatki: sostav i problema istochnika: Litologiya i poleznye iskopaemye, No. 6, p.94-106, (in Russian).

Sidorchuk, I.A., and Khanchuk, A.I. 1981, Mezozoiskie glaukofanovye slantsy zapadnogo flanga Tsentralnogo khrebtta Kamchatki: Geologiya i geofizika, No. 3, p. 150-155, (in Russian).

Tararin, I.A. 1989, Evolutsija metamorfizma v Tsentralno-Kamchatskoj metamorficheskoi zone: Tikhookeanskaya geologiya, No. 1, p. 63-70,(in Russian).

Tsukanov, N.V. 1991, Tektonicheskoe razvitie priokeanicheskoi zony Kamchatki v pozdnem mezozoe-rannem kainozoe (Tectonic Evolution of the Coastal Zone of Kamchatka in Late Cretaceous - Early Cenozoic time): Moscow, Nauka Press (Trudy GIN AN SSSR, No.462), 102 p., (in Russian).

Tsukanov, N.V., Fedorchuk, A.V., and Litvinov, A.F. 1991, Okeanichesky kompleks Shipunskogo poluostrova: Doklady AN SSSR, v. 318, No.4, p.958-962,(in Russian).

Vinogradov, V.I., Grigor'ev, V.C. and Kastykina, V.M. 1991, Vozrast metamorficheskikh porod osnovaniya Kamchatki: Sovetskaya geologiya, No. 7, p. 58-64, (in Russian).

Volynets, O.N., Antipin, V.S., Perepelov, A.B. and Anoshin, G.N. 1990, Geochemistry of the volcanic series of an island-arc system as applied to geodynamics (Kamchatka); Geologiya i geofizika, No. 5, p.3- 13.

Vorogushin, N.T. 1992 Tektonicheskoe razvitie juzhnoi chasti Korjaskogo nagorja v paleogene. Bjulleten Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody,. No.678, v. 1, p. 32-41, (in Russian).

Zinkevich, V.P., Rikhter, A.V., and Fugzan, M.M. 1993,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  vozrast metamorfizma porod Vostochnoi Kamchatki. Doklady Akademii Nauk, vol. 333, No. 4, p. 477-480, (in Russian).

Zinkevich, V.P., Konstantinovskaya, E.A., Tsukanov, N.V., Rikhter, A.V., Kamenetskiy, V.D., Danushevskiy, L.V., Sobolev, A.L., and Garanina, S. N., 1993 Akkretionnaja tektonika Vostochnoi Kamchatki, Moscow, Nauka Press, 272 p. (in Russian).

Zinkevich, V.P., and Tsukanov, N.V. 1993, Accretionary tectonics of Kamchatka. International geology review. Vol. 35, pp. 953 - 973.

Zinkevich, V.P., Kolodayzhny, S. Yu., Bragina, L.G., Konstantinovskaya, Ye. A., and Fedorov, P.I. 1993, Tektonika vostochnogo obramlenija Tsentralno-Kamchatskogo massiva metamorficheskikh porod: Geotektonika, No.6, p.80-98, (in Russian).

*В.П.Зинкевич, Н.В.Цуканов*

#### **ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И КАМЧАТКИ**

Анализ тектонического обрамления Камчатки и южной части Корякского нагорья позволяет описать различные террейны докайнозойского фундамента этих районов и подразделить их на 4 группы: 1) тектоно-стратиграфическая, 2) разрывная, 3) составная и 4) метаморфическая. Некоторые террейны сходны с подобными в Корякии и на Камчатке, что дает основание говорить об их общем происхождении в меловое время. Геологическая история обоих районов показывает, что эти террейны представляют собой остатки древней Западно-Тихоокеанской зоны, а другие имеют экзотическое происхождение.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ С ПОЗИЦИИ МАНТИЙНОГО ДИАПИРИЗМА

*Е. А. Кораго*

*Всероссийский научно-исследовательский институт Океангеология, 190127 г. Санкт-Петербург, Английский пер.1*

Рассматриваются геоморфология, структурные и геофизические характеристики, магматическая и метаморфическая зональность Яно-Колымского междуречья. В результате палеозойско-мезозойская история района трактуется как результат "дыхания" мантийного диапира под Алазейским плоскогорьем.

В последнее время в печати появляется все большее количество публикаций, посвященных вопросам воздействия глубинных (мантийных) масс на верхние оболочки земной коры (Артюшков, 1993;

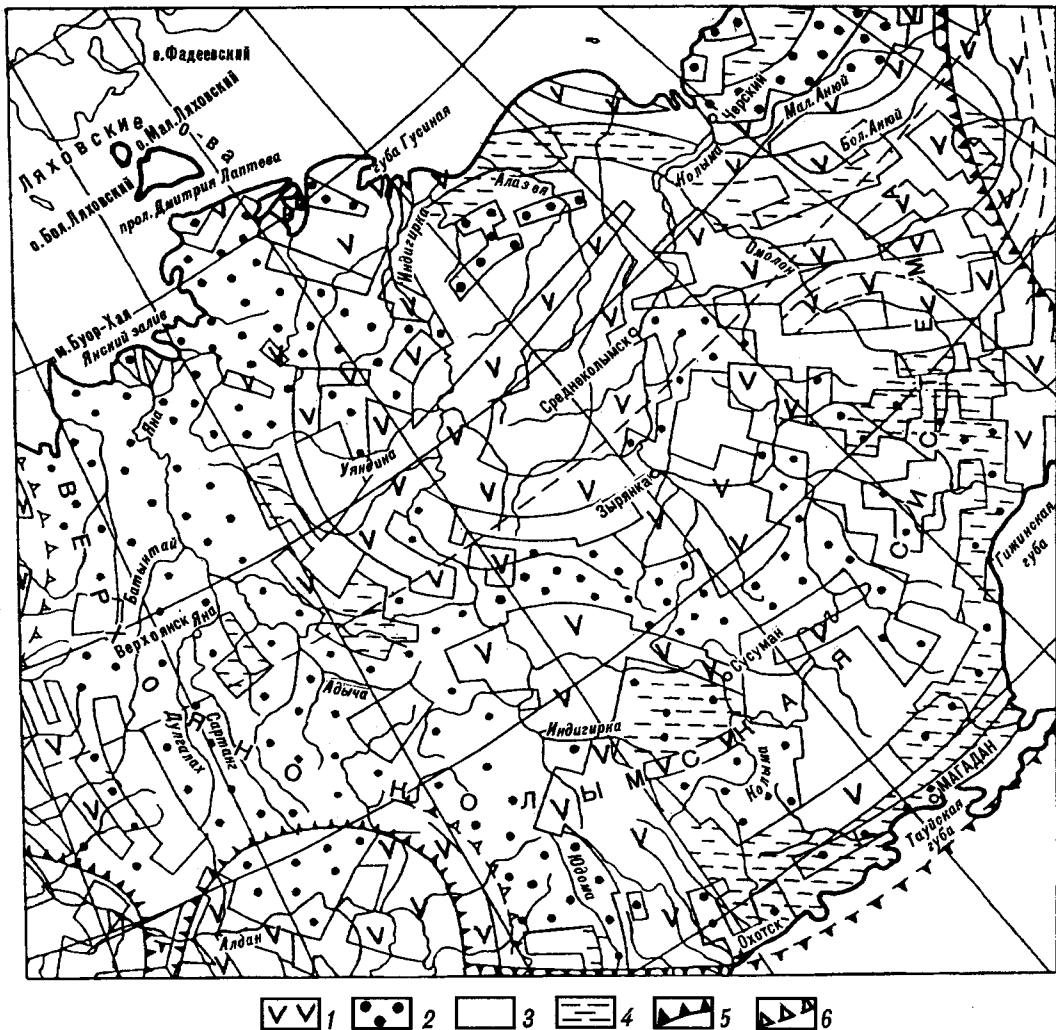


Рис.1. Выкопировка карты морфоструктур центрального типа, построенной В.В.Соловьевым и В.М.Рыжковой на основании трансформирования аномального магнитного поля (м-б 1:1000 000).

1 - площади преимущественно с положительным аномальным магнитным полем; 2 - площади преимущественно с нормальным магнитным полем; 3 - то же с отрицательным аномальным магнитным полем; 4 - развитие знакопеременных аномальных магнитных полей с условным отношением к тому или иному типу; 5-6 - границы морфоструктур центрального типа: по морфотектоническим и геологическим (Бялобжеский и др.,1990) и по магнитометрическим (Вашилов, 1977) данным.

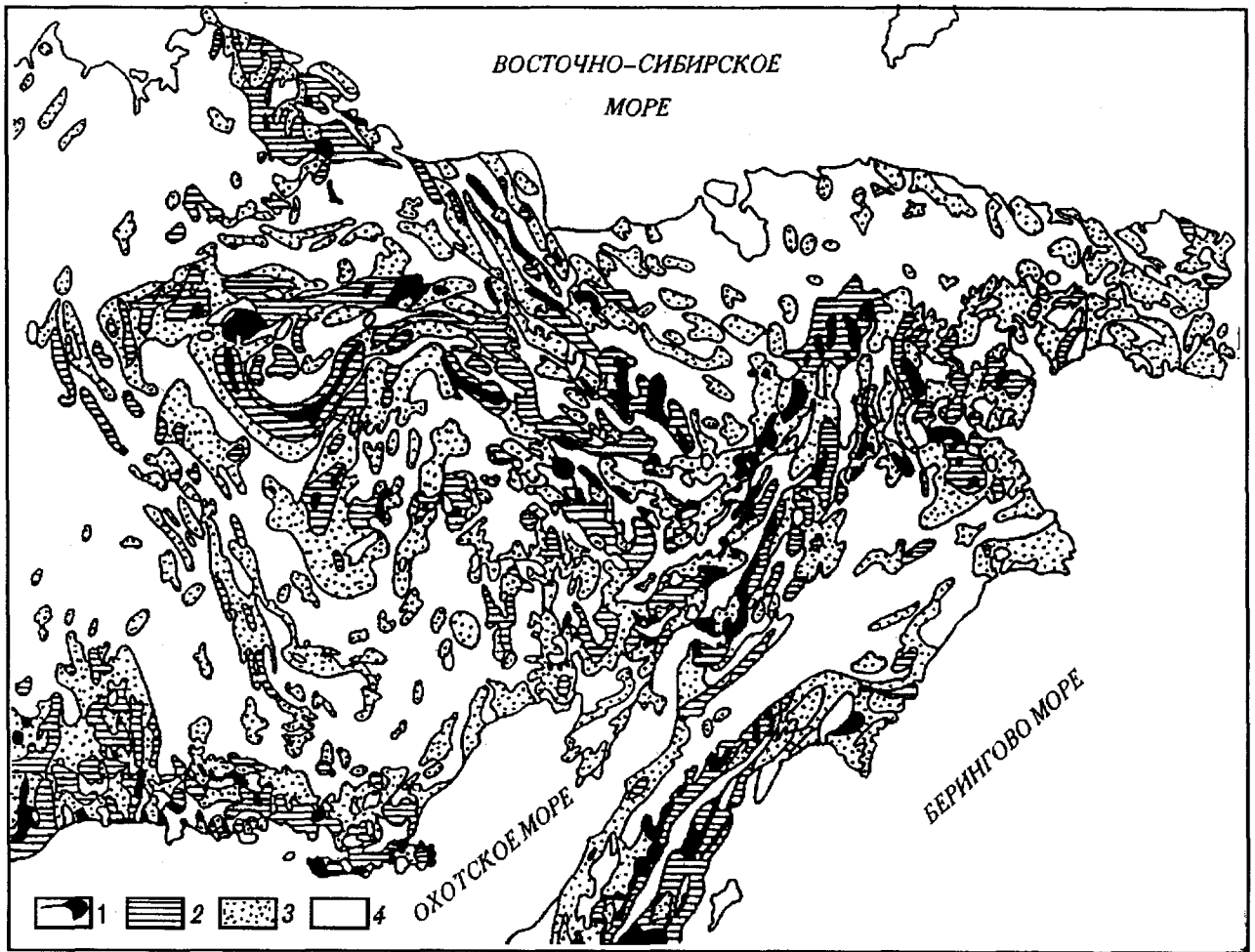


Рис.2. Схема аномального магнитного поля Северо-Востока Азии (по И.В.Беляеву, Д.Н.Беляевой и др., 1970 г).

Магнитные аномалии: 1 - высокой напряженности, 2 - средней напряженности, 3 - слабой напряженности; 4 - преимущественно спокойное магнитное поле.

Белюсов, 1991; Власов, 1992; Оровецкий, 1990; Погребницкий, 1976; Сычев, 1992; Чекунов, 1986). В связи с этим возможно говорить и о примате вертикальных движений, производными которых являлись тангенциальные силы, определявшие движения тех или иных геоблоков по горизонтали. В настоящей статье предлагается модель тектоники Яно-Колымского междуречья именно с этих позиций.

Отправными положениями построений являются: 1. морфоструктура и тектоническая структура междуречья Яны-Индикирки-Колымы в современном структурном плане; 2. возраст и характер миграции во времени основных складкообразовательных процессов; 3. пространственное положение, структурная приуроченность и возраст фрагментов коры субокеанического типа, а также вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, указывающих

на геодинамические обстановки растяжения; 4. определенное (закономерное) расположение продуктов магматической деятельности (прежде всего позднепалеозойских и позднеюрско-раннемеловых) относительно Алазейского поднятия. Теперь более подробно остановимся на каждом из этих положений.

В Яно-Колымском междуречье и частично на правобережье р.Колымы выделяется близкая к изометричной морфоструктура, имеющая в поперечнике от 500 до более 800 км. В ее ядерной части располагается Алазейское плоскогорье, окаймленное со всех сторон депрессиями Ожогинского дола, Колымской и Абыйской низменностей. Последние обрамляются на севере хребтом Улахан-Сис и кряжем Полоусным, на западе и юго-западе - горными хребтами системы Черского (Момским, Тас-Хаяхта и др.), а на востоке и юго-востоке - горными массивами Юкагирского

плоскогорья. Эта морфоструктура отражена и на соответствующей карте В.В.Соловьева и В.М.Рыжковой (Соловьев, Рыжкова, 1978), где рассматриваемый регион располагается в средней части мегаструктуры центрального типа, ядро которой характеризуется преимущественно положительным, а обрамление - знакопеременным, но преимущественно отрицательным аномальными магнитными полями (рис.1 и 2).

Находит она выражение и в полях силы тяжести. Ю.Я.Ващилов (1977), проанализировав имеющиеся гравиметрические данные, пришел к выводу, что поверхность "базальтового слоя" здесь приподнята и залегает под Алазейским плоскогорьем на глубинах 10-12 км; причем уже на глубине 10 км преобладают породы, отвечающие по плотностным характеристикам габбро-долеритам, перидотитам и, возможно, метаморфическим образованиям типа амфиболитов и эклогитов (рис.3).

Весьма характерен тектонический рисунок Яно-Колымского междуречья (рис.4). Складчатые структуры Черско-Полоусненской зоны и Приколымья концентрически обрамляют район Алазейского плоскогорья, достаточно плавно изменяя свои простирания на юге и северо-западе региона. Так же ведут себя и главные зоны разломов, многие из которых имеют взбросо-надвиговую природу. При этом поверхности их сместителей, как правило, наклонены в сторону Алазейского плоскогорья. Наиболее хорошо взбросо-надвиговые зоны выражены и изучены по границе Иньяли-Дебинского синклинория и Черско-Полоусненского поднятия. Их описание и зарисовки профилей имеются в работах В.М.Мерзлякова (1971), Ю.В.Архипова (1981), Г.С.Гусева (1979), А.Д.Чехова (1973) и других. Возраст разломов (время их заложения и подновления) трактуется различно - от палеозоя (ордовика и девона) до триаса и позднего мезозоя, а иногда - и кайнозоя.

В более восточных районах, на правобережье р.Колымы первопорядковой дизъюнктивной структурой такого рода является Ярхонский разлом, отделяющий палеозой Приколымского поднятия от раннемезозойских терригенных толщ верхоянского комплекса Сугойской складчатой зоны и окраины Омолонского массива. По наблюдениям магаданских и якутских геологов (Геол. карта СССР, 1986; Мерзляков, 1971), поверхности разломов наклонены на запад под углами от 30° до 70°. Характерны лежачие и опрокинутые изоклинальные складки (вплоть до пloyчатости) и их фрагменты, ограниченные зонами милонитизации. Монотисовые ракушняки во фронтальной части надвига превращены в очень плотные мраморы; отмечаются продукты зеленосланцевого метаморфизма - развитие

хлорита, эпидота и т.д. Разлом прекрасно выражен в рельефе и хорошо дешифрируется. Западнее, ближе к р.Колыме имеются разломы с обратными падениями плоскостей сместителей.

Слабо изучена морфология разломов к северу от Алазейского плоскогорья, но и здесь имеющимся данным преобладают падения плоскостей разломов в сторону плоскогорья - на юг (Оксман, 1986).

Под углом (в целом, радиально) к границам рассматриваемой структуры ориентированы разломы, имеющие к востоку и северо-востоку от Приколымья преимущественно северо-западные, а в Верхоянье (к западу и северу от Черско-Полоусненской зоны) - от субширотных и северо-восточных до субмеридиональных простираний. Разломные зоны к востоку от Приколымья имеют взбросовую, сбросовую либо взбросо-сдвиговую природу, ограничивая Омолонский массив, Олойскую и Южно-Анхойскую складчатые зоны. Так, в верховьях р.Бол.Анхой наблюдается тектоническая пластина расслоенных габброидов, отделенная круто падающими на юг - юго-запад разрывами от верхнепалеозойских и верхнемезозойских вулканогенно-осадочных комплексов. Здесь интенсивно проявлен стресс-метаморфизм с образованием милонитов и катаклазитов; габброиды метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Кое-где наблюдаются участки с новообразованиями минералов фации голубых сланцев.

Разломы к западу от Черско-Полоусненской зоны и Иньяли-Дебинского синклинория ориентированы преимущественно вкост простирания складчатых структур верхоянского комплекса, меняя свое простирание в направлении с юга на север от субширотного и северо-восточного до субмеридионального, т.е., в целом, располагаются радиально относительно разломов, ограничивающих рассматриваемую изометричную структуру с запада и севера. Эти поперечные разломы трассируются интрузивами гранитоидов (Геол. карта СССР., 1984, Соболев, 1984) и обычно хорошо выражены в магнитном поле отрицательными значениями.

Таким образом, в Яно-Колымском междуречье по геоморфологическим, структурным и геофизическим данным вырисовывается близкая к изометричной структура, ограниченная разломами взбросо-надвиговой природы, плоскости сместителей которых имеют центриклинальное падение в сторону Алазейского плоскогорья. Разломы к западу и востоку от этой структуры имеют по отношению к ней радиальную ориентировку.

2. Несмотря на то, что понятие возраста складчатых деформаций к настоящему времени под

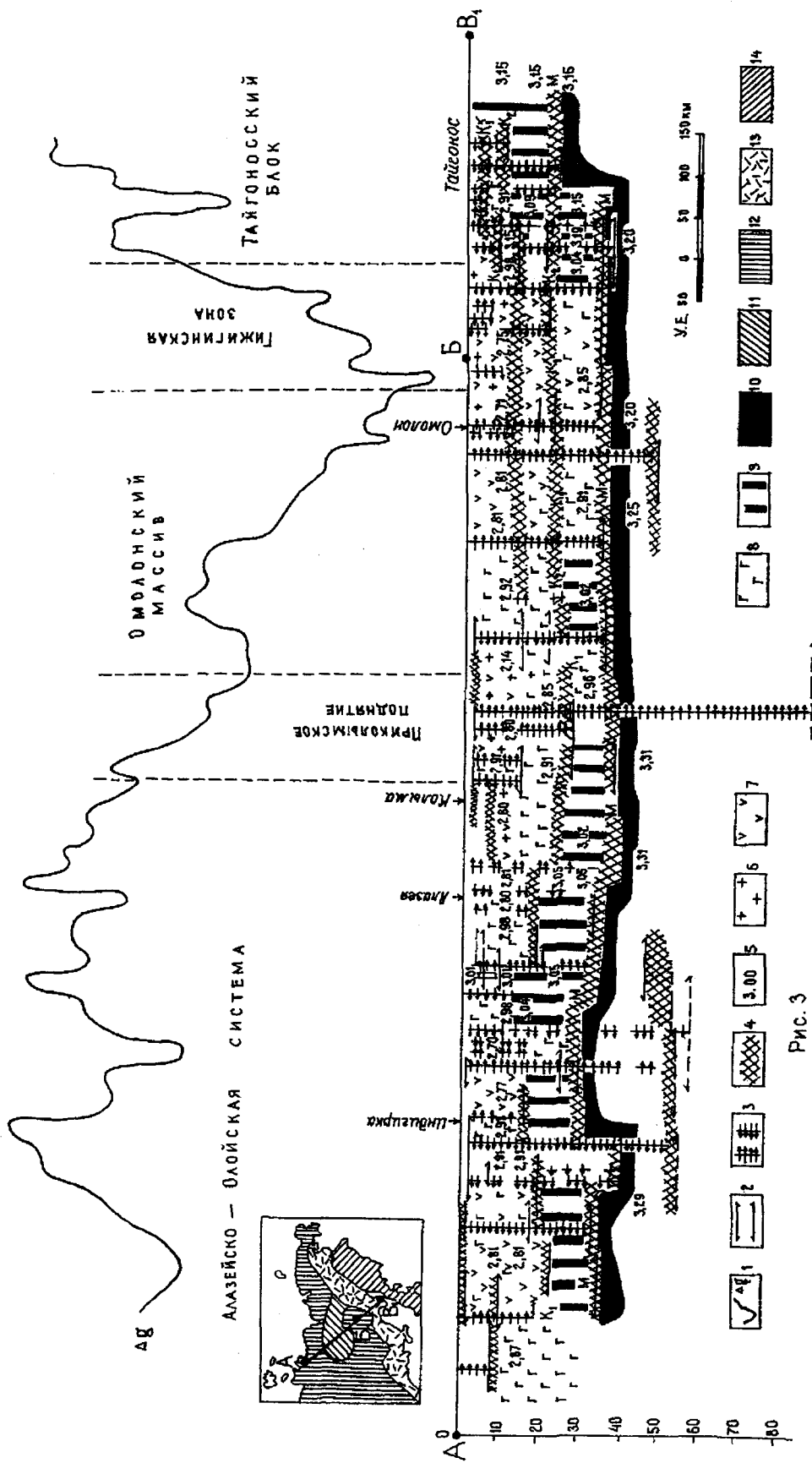


Рис. 3

Рис. 3. Разрез земной коры по линии АБВ<sub>1</sub> прол. Д.М.Лаптева - верховья р.Алазея - п-ов Тайгонос (плановое положение профиля на врезке)

1 - наблюдаемая кривая сила тяжести, 2 - верхние и нижние ограничения плотностных неоднородностей, 3 - вертикальные ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков (разломов); стрелки показывают направление разуплотнения, 4 - горизонтальные границы раздела по результатам интерпретации, 5 - плотность пород по результатам интерпретации; магматические образования: 6 - преимущественно кислого состава, 7 - среднего состава, 8 - основного состава, 9 - "смесь" пород основного и ультраосновного состава, 10 - породы ультраосновного состава (по Ю.В.Василову, 1977). На врезке: 11-14 - позднемезозойские складчатые системы: 11 - на коре континентального и переходного типов, 12 - на коре субокеанического типа, 13 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 14 - кайнозойские складчатые системы на коре океанического и субокеанического типов.

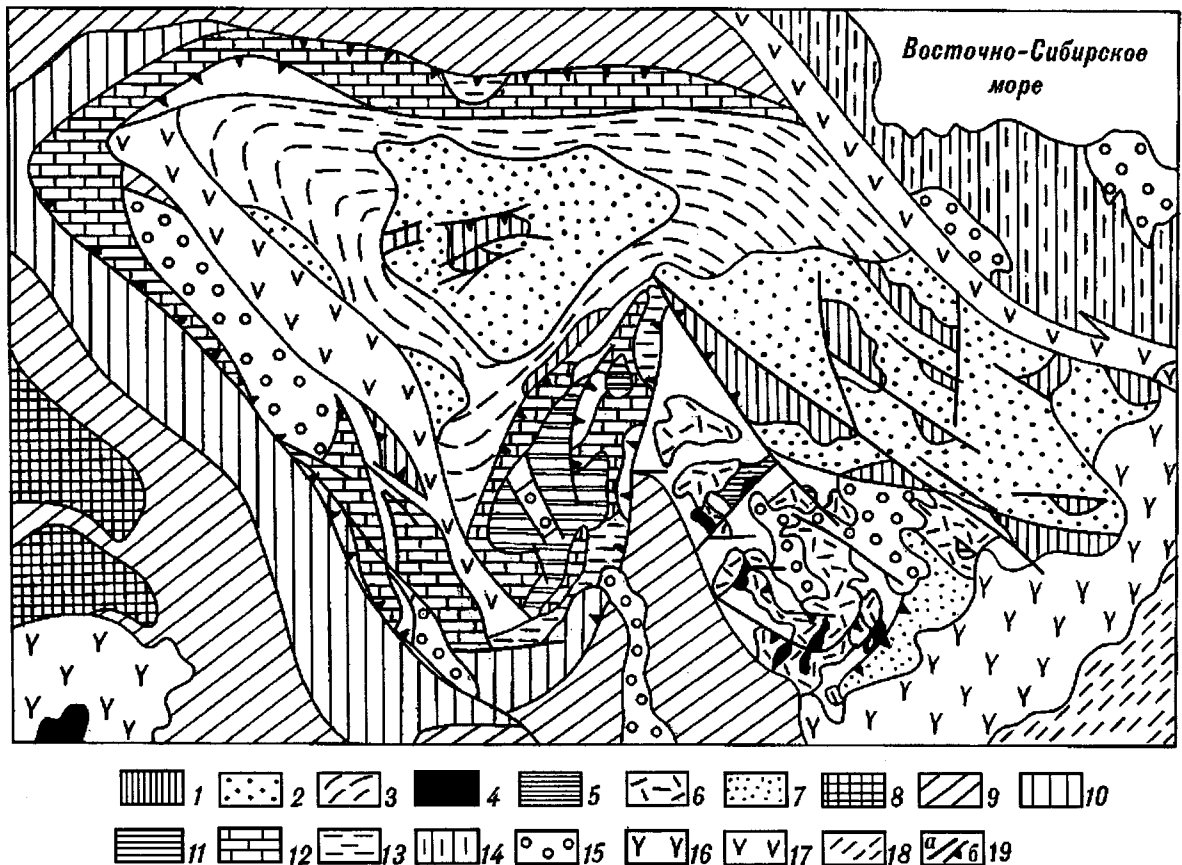


Рис. 4. Схема тектоники центральных районов Северо-Востока Азии (по Мерзлякову и др., 1980 г. с небольшими изменениями).

Верхояно-Чукотская позднемезозойская складчатая область: 1-3 - Алазейско-Олойская система на коре субокеанического типа: 1 - складчатые структуры рифей-раннеюрского возраста, 2 - структуры орогенного комплекса среднеюрско-мелового возраста, 3 - структуры, перекрытые кайнозойскими осадками и выраженные в геофизических полях; Яно-Колымская система на коре континентального типа: (4-13) 4-7 - дорифейские массивы с обнаженным фундаментом, 4 - выступы дорифейских кристаллических пород, 5-7 - чехол: 5 - нижний структурный ярус, рифей-ордовик, 6 - средний структурный ярус, девон, 7 - верхний структурный ярус, карбон-средняя юра, 8 - районы пологих дислокаций; 9 - складчатые структуры обрамления массивов; 10 - Иньяли-Дебинская зона изоклинальной линейной складчатости, 11-13 - складчато-глыбовые поднятия, сложенные рифейско-мезозойскими породами (11 - верхний протерозой-кембрий, 12 - ордовик-девон, 13 - карбон-средняя юра); 14 - Чукотская складчатая система на коре континентального типа, 15 - орогенные структуры складчатых систем с корой континентального типа; 16 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 17 - позднемеловые складчатые (рифтогенные) зоны с корой субокеанического типа; 18 - Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости; 19 - главные зоны разломов (а), в том числе, взбросо-надвиговой природы (б).

давлением идей мобилизма претерпело значительную трансформацию по сравнению с представлениями 60-х и 70-х годов, все же несомненно можно говорить о каких-то "усредненных" временных максимумах коллизионных явлений, запечатленных в каменной летописи Земли, прежде всего, в виде угловых и азимутальных несогласий/поверхностей пенепленов (Погребницкий, 1971).

Обширная территория к востоку от р.Лены представляет собой совокупность складчатых структур, созданных позднемезозойским тектогенезом, однако время его проявления не было синхронным в ее разных частях. Наиболее ранние фазы имели место в центральных районах

рассматриваемой изометричной структуры, территориально отвечающей Алазейскому плоскогорью. Возраст складчатости определяется здесь угловым несогласием в основании байосса (Геол. карта СССР., 1986; Лычагин, 1977). Во все стороны от района р.Алазеи возраст складчатых процессов омолаживается. Так, в направлении на восток и север возрастная граница основных складкообразовательных движений поднимается сначала до середины поздней юры (Геол. карта СССР., 1984; Геол. карта СССР., 1986), а затем, вблизи Приверхоянского прогиба, - до мела (Геология СССР, 1970). По Ю.В.Архипову (1981), в



этом же направлении происходит и омоложение возраста со складчатых разломов.

К востоку от Алазейского плоскогорья граница углового несогласия поднимается до середины (оксфорд-киммеридж) и конца поздней юры (Геол. карта СССР, 1986; Объяснительная записка к геол. карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000, 1984; Паракецов, Паракецова, 1989). Наконец, районами проявления еще более молодых складчатых дислокаций (не считая движений в Приверхоянском прогибе) являются Южно-Ануйская (середина раннего мела) и Илинътасская (вторая половина-конец раннего мела) рифтогенные зоны. Они имеют северо-западные простирания; при этом первая - располагается к северо-востоку от рассматриваемой изометричной структуры под углом к ней, а вторая - в западном обрамлении восточнее складчатых структур хребта Черского. Интенсивные тектонические движения отмечаются здесь и ныне. О них свидетельствуют расчлененный рельеф и высокая сейсмическая активность хребта Черского, деформации кайнозойских толщ в Момском рифте (Имаев, 1991) и проявления современного вулканизма (вулканы Ануйский, Билибина и Алучинские вблизи Южно-Ануйской зоны и Балаган-Тас вблизи Момского рифта).

3. Фрагменты коры субокеанического типа, а также вулканогенные либо кремнисто-вулканогенные формации, указывающие на геодинамические обстановки растяжения, известны в Черско-Полоусненском регионе, Алазейском плоскогорье и Южно-Ануйской зоне.

В Черско-Полоусненском регионе это - Мунилканский офиолитовый комплекс в Тас-Хаяхтахском блоке (Геол. карта СССР, 1986) и метаморфиты амфиболитовой фации по гипербазитовым-базитовым породам Селенняхского кряжа (Оксман и др., 1986), тракуются В.С.Оксманом в качестве кумулятивного комплекса офиолитов. Эти исследователи считают, что состав хромшпинелидов из серпентинитов Чималгинского хребта может свидетельствовать об их формировании в условиях "малого океанического бассейна". В горной системе Черского в хребте Арга-Тас московскими (Геол. карта СССР, 1986) и магадинскими (Терехов, Дылевский, 1988) геологами в последние годы отмечено широкое развитие вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций, свойственных "эвгеосинклинальным структурам".

На Алазейском плоскогорье значительную часть палеозойско-раннемезозойского разреза слагают спилиты, их туфы, яшмоиды, граувакки и андезитобазальты (Лычагин и др., 1977), кое-где затронутые процессами голубосланцевого метаморфизма (Шило и др., 1972).

Ультрамафит-габбро-плагиогранитный комплекс неясной принадлежности и генезиса описан В.И.Шишкиным (1979) на Приколымском поднятии, т.е. на восточном обрамлении рассматриваемой изометричной структуры. За ее пределами в границах и вблизи Южно-Ануйской зоны известен крупнейший на Северо-Востоке Алучинский гипербазитовый массив (Довгаль, 1964; Лычагин, 1985), расслоенный Громаднинско-Вургувеемский плутон (Лычагин и др., 1991), а также позднеюрские базальты, яшмоиды и сланцы, реже мелкие массивы гипербазитов этого же возраста (Лычагин и др., 1992).

Возраст комплексов, указывающих на геодинамические обстановки растяжения, разными исследователями трактуется неоднозначно. Однако, суммируя имеющиеся сведения, можно говорить, по-видимому, о трех уровнях их проявления: в конце раннего-начале среднего палеозоя (некоторые геологи считают, что есть и позднедокембрийские базит-гипербазитовые массивы), середине позднего палеозоя и в позднем мезозое (в конце юры - начале мела). Последние два уровня устанавливаются отчетливо и синхронны этапам, широко проявленным на всей территории Северо-Востока Азии. При этом первый из них фиксирует региональную смену карбонатного осадконакопления терригенным (т.е. начало формирования верхоянского комплекса с усредненной границей в основании башкирского яруса), а второй - отвечает максимуму орогенических процессов и причинно связанных с ними раздвигов. Последние, как правило, проявлялись на участках более ранней деструкции земной коры. Таковы, в частности, (Ляховско-Южно-Ануйская и Илинътасская позднемезозойские рифтогенные зоны, где пространственно совмещены позднепалеозойские и позднеюрско-раннемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, а также мафит-ультрамафитовые плутоны (Драчев, 1989; Лычагин, 1985; Лычагин, Ликман, 1988 и др.). Е.Ф.Дылевским (Терехов, Дылевский, 1988) показано, что в Арга-Тасском блоке, находящемся вблизи Илинътасской зоны, несмотря на отличия в химизме, намечается определенная преемственность петро-геохимических черт позднепалеозойских и позднемезозойских вулканитов.

Позднепалеозойский и позднеюрский магматизм, указывающий на условия растяжения, проявлен кое-где на Приколымском поднятии (Объяснительная записка к геол. карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000., 1984; Сыркин, 1975) и в Олойско-Березовской зоне (Геология СССР, 1970; Объяснительная записка к геол. карте междуречья

Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000., 1984).

4. Следующий отправной пункт построений касается пространственно-структурного расположения фанерозойских магматических формаций на Северо-Востоке Азии. Петрографическим районированием здесь занимались А.П.Шпетный (Шпетный и др., 1974), М.Л.Гельман (Гельман и др., 1974) и другие, но наиболее полно данные по распространению близких по возрасту и химизму магматитов были обработаны и осмыслены П.П.Лычагиным (1985), который, пользуясь терминологией А.Мияширо (1975) выделил здесь орогенные и анорогенные серии. Магматическим формациям первого типа, по литературным данным, отвечают обстановки преобладающего сжатия и воздымания, а вторым - растяжения и опускания. Соответственно, на Северо-Востоке Азии в фанерозое выделяются периоды сжатия (ордовик, средний девон-начало карбона, поздний палеозой, поздний триас-ранняя юра и поздняя юра-ранний мел) и растяжения (венд-кембрий, средний девон, поздний карбон-ранняя пермь, поздняя юра-ранний мел). Они либо чередуются, либо сосуществуют параллельно при примате одних и резко подчиненном развитии других процессов. П.П.Лычагин считает, что в структурах с анорогенным магматизмом происходила деструкция земной коры, а с орогенным - ее наращивание. В целом, выделяемые им тектономагматические зоны (провинции) подчиняются структурному рисунку региона. Так, Омолонско-Полоусненская анорогенная провинция территориально отвечает Черско-Полоусненской, Момо-Селенняхской, Приколымской и Олойско-Березовской складчатым зонам. Выше отмечалось, что по одной из площадей провинции (району хребта Аргатас) имеются сравнительно новые данные (Терехов и др., 1988), свидетельствующие о том, что эта территория на протяжении позднего палеозоя и позднего мезозоя была ареной трахибазальтового магматизма, причем продукты его близки по совокупности своих свойств. Позднеюрский комплекс отделен от позднепалеозойского резким угловым несогласием. В дальнейшем эти комплексы были смяты еще раз.

Эти обстоятельства вместе с появлением в позднем палеозое среди относительно глубоководных осадков, также и мелководных, говорят о периодах сжатия на фоне общего растяжения.

Показательным является распространение некоторых конкретных магматических формаций, имеющих широкое площадное развитие. Это, например, упоминавшиеся позднепалеозойские (позднекаменноугольно-раннепермские) магматиты (рис.5), представленные трахибазальтовой и пикрит-

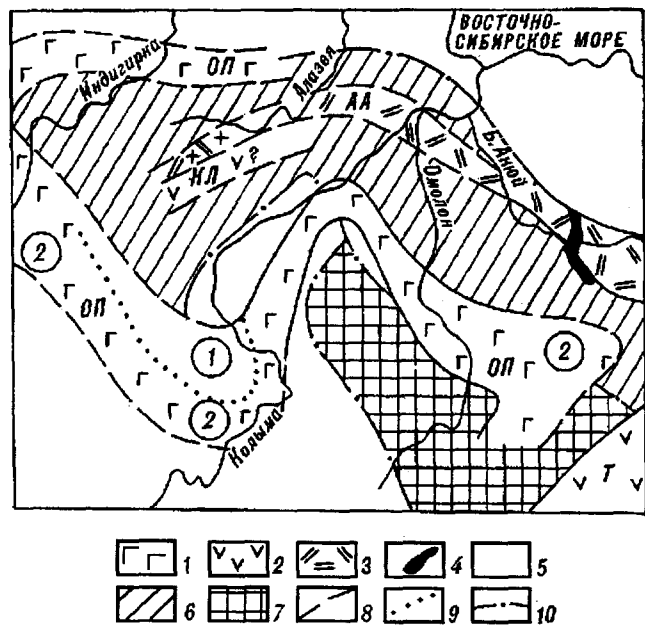


Рис.5. Расположение позднепалеозойских магматических зон в центральных районах Северо-Востока Азии ( по П.П.Лычагину и В.Б.Ликману, 1988).

1-3 - преобладающий состав магматических пород: 1 - основной, 2 - средний, 3 - кислый с присутствием основных разновидностей ("контрастные" серии); 4 - выходы альпинотипных ультрамафитов; 5-6 - складчатые системы мезозой на коре континентального (5) и субокеанического (6) типов; 7 - Омолонский массив; 8-10 - границы: 8 - магматических зон и ареалов установленные и предполагаемые, 9 - магматических подзон и районов, 10 - тектонических элементов. Магматические зоны (ареалы): ОП - Омолонно-Полоусненская, АА - Алазейско-Алунинская, КЛ - Кыллахская, Т - Тайгоноская.

габбро-диабазовой формациями, на восток-юго-восточном и западном обрамлении Алазейского плоскогорья, а также в Олойско-Березовской зоне вдоль границы с Омолонским массивом. Они характеризуют геодинамические обстановки растяжения (Лычагин и др., 1988; Объяснительная записка к геол. карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000, 1984). Напротив, позднемезозойские (преимущественно позднеюрские-раннемеловые) гранитоидные (прежде всего диорит-гранодиоритовая и гранитовая) формации, обрамляющие рассматриваемую структуру с севера, запада, юга и частично востока (Соболев, 1984), являются индекс-формациями обстановок сжатия.

Наконец, следует упомянуть и об определенной метаморфической зональности Северо-Востока Азии, отмеченной впервые Н.А.Шило и М.Л.Гельманом с соавторами (Шило и др., 1972) (рис.6).

Многие из приведенных фактов не находят убедительных объяснений с позиций существующих концепций. Это касается, в частности, морфо- и тектонической структуры региона. До начала 70-х

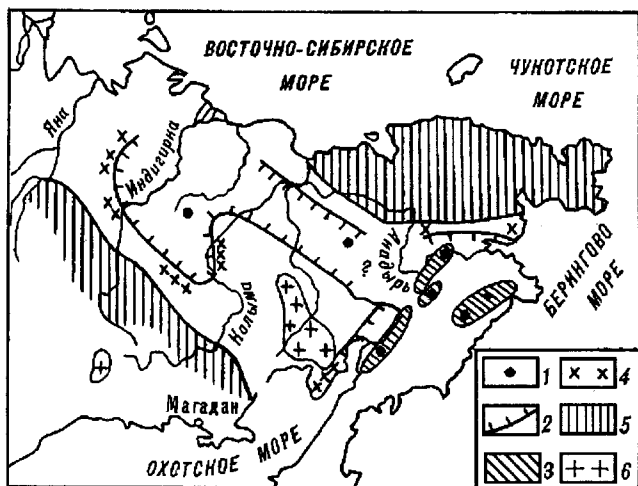


Рис.6. Схема общей метаморфической зональности на Северо-Востоке Азии (по Шило и др., 1972 г.).

1 - местонахождение глаукофановых сланцев, 2 - границы Алазейско-Олойской зоны, 3 - площади глаукофанового метаморфизма в Корякско-Камчатской области, 4 - полиметаморфические комплексы со сменой формаций ряда А формациями ряда Б, 5 - зоны мезозойских метаморфических формаций ряда Б, 6 - выш. дорифейского кристаллического фундамента. Примечание. Типы метаморфизма по А.А.Маракушеву (1965): А - с развитием глаукофановых сланцев, Б - с широким развитием биотитовых сланцев и в связи с гранитоидным магматизмом позднего мезозоя. Районы с зональными полиметаморфическими комплексами палеозоя и мезозоя характеризуются расположением в центре гранитоидных (тип Б), а по периферии - гранат-Обиотитовых сланцев, амфиболитов, кианитовых, хлоритовых, хлоритовидных сланцев и филлитов.

годов она трактовалась как результат облеkania миогеосинклинальными складчатыми зонами жестких блоков Колымо-Омолонского (Колымского) массива. Однако после статей И.М.Русакова и В.А.Виноградова (1969), а затем Н.А.Шило, В.М.Мерзлякова и Н.Н.Терехова (1972; 1973), когда была выделена Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная зона, такое объяснение стало неудовлетворительным.

С развитием идей мобилизма общая структура Северо-Востока Азии понимается как "конгломерат" (иногда говорят "сложно построенный ансамбль") позднемезозойских складчатых структур и "впаянных" в них дорифейских микроконтинентов. Согласно этим представлениям (Натапов, 1988), фронтальная часть Черско-Полоусненской зоны рассматривается в качестве области коллизии плит, маркируемой поясом колымских батолитов

(Соболев, 1984), среди которых выделяются коллизионные, постколлизионные и т.д. гранитоиды (Трунилина, 1991; Шкодзинский и др., 1992). Вместе с тем, и эта концепция не может сколько-нибудь убедительно объяснить конфигурацию зоны коллизии, имеющей в плане форму овала, незамкнутого лишь на северо-востоке в междуречье Колымы и Индигирки (если исходить из пространственного расположения гранитоидов). С этих позиций также плохо объяснимо широчайшее развитие гранитоидных массивов по границе Омолонского массива и Олойской зоны, а также в Анойско-Чаунском районе (Соболев, 1984).

Следует подчеркнуть, что если омоложение возраста складчатых процессов в направлении на запад от р.Алазеи хорошо согласуется с идеями плитной тектоники (как результат постепенного сближения-пододвигания литосферных плит), то такая же тенденция для более восточных районов слабо увязывается с этими представлениями.

Вместе с тем, думается, что перечисленные фактические сведения (а именно: морфо- и тектоническая структура Яно-Индигиро-Колымского междуречья; концентрическое положение надвигов вокруг района Алазеи с ориентировкой основных тангенциальных перемещений блоков в направлении от этого района, а более мелких блоков, например, на западе Приколымья, кое-где на востоке и севере Черско-Полоусненского района - в обратном направлении, т.е. к центру структуры; концентрическое, реже радиальное расположение районов более позднего орогенеза относительно района р.Алазеи; многостадийность процессов растяжения, маркируемых соответствующими вещественными комплексами, в первом приближении, в одних и тех же зонах либо вблизи них на протяжении позднего, а возможно, и всего палеозоя и мезозоя с краткими периодами их приостановки или непродолжительными, синхронными растяжению процессами сжатия; определенная магматическая и метаморфическая зональность Северо-Востока Азии) позволяют трактовать, по крайней мере, позднепалеозойско-мезозойскую историю рассматриваемого региона как результат "дыхания" нской эндогенной массы, т.е. мантийного диапира. Последний имел, по-видимому, достаточно сложную изометрично-вытянутую форму с рядом апофиз, располагающихся в целом радиально по отношению к структуре центрального типа.

По мнению А.В.Чекунова (Чекунов, 1986), развивающего представления о мантийных диапирах, форма их проявления в земной коре зависит от среды внедрения. Если последняя однородна, то конфигурация тел будет приближаться к изометричной, вместе с тем, отдельные части диапира будут приспособляться к границам

неоднородных сред, образуя апофизы различной формы. При предположении, что начало подъема мантийного диапира опосредованно было связано с позднепалеозойской деструкцией карбонатного шельфа на Северо-Востоке Азии (Ганелин, 1990; Херасков, 1935), его следует датировать в интервале от позднего девона-раннего карбона до второй половины карбона, т.е. временем начала деструктивных процессов. В связи с этим, территория Яно-Индиگیро-Колымского междуречья, где в современном тектоническом плане вырисовывается близкая к изометричной структура, к этому времени должна была быть достаточно однородна, а именно, представляла собой область преимущественного карбонатонакопления на коре континентального типа. Южно-Аньюскую зону, имевшую согласно новейшим данным (Бялобжеский и др., 1990; Драчев, 1989) длительную, а не кратковременную, как считалось ранее (Геология СССР, т. XXX, 1970; Натальин, 1984; Шило и др., 1972), историю развития с заложением, по крайней мере, в позднем палеозое, можно трактовать в качестве одной из апофиз диапира, приуроченной к границам неоднородных сред (жесткого блока дорифейского Омолонского массива и более мобильного Аньюско-Чаунского блока). В этой зоне ("апофизе") по набору магматических и вулканогенно-осадочных формаций четко выделяются два этапа растяжения (позднепалеозойский и позднеюрско-раннемеловой) и два этапа сжатия (в предпозднетриасовое и позднемезозойское время). Первый из них подтверждается находками галек дотриасовых гипербазитов Алучинского массива в конгломератах среднего (?) - верхнего триаса, угловым несогласием между верхнепалеозойскими и верхнетриасовыми слоями и внедрением плагиигранитов позднепермско-раннетриасового возраста.

Второй этап сжатия, несколько сходя во времени, был синхронным и более поздним по отношению к позднеюрскому-раннемеловому растяжению в Южно-Аньюской зоне.

Самые молодые (ранне- и, возможно, позднемеловые) апофизы диапира, точнее, трещины, возникшие при его активизации, располагаются радиально относительно концентрических разломов к северу и западу от рассматриваемого изометричного тела и трассируются цепочками эродированных, а иногда и нескрытых, но выявленных по геофизическим данным гранитоидных массивов обычно лейкократового состава, с которыми генетически связано вольфрам-оловянное оруденение. Более ранние (орогенные) гранитоиды диорит-гранодиоритовой и гранитовой (Магматические формации СССР, 1979) формаций конформны северным, западным и южным

ограничениям главного тела диапира и контролируют размещение золотого, золото-сурьмяного, реже полиметаллического оруденения.

Таким образом, представляется, что эндогенная масса (мантийный диапир) периодически пульсировала. Это выражалось раскрытием (компенсационный рифтогенез при подъеме диапира в позднем палеозое и второй половине мезозоя, а возможно, и в более ранние геологические эпохи), а затем приостановкой либо даже частичным закрытием рифтогенных зон, развивавшихся и эволюционировавших над этим диапиром.

На пульсационные явления помимо фактов, фиксирующих процессы растяжения (рифтогенеза) и сжатия (нахождение галек в перекрывающих комплексах, внедрение плагиигранитов, несогласия), указывают также надвиги различной вергентности, наклоненные не только в сторону Алазейского плоскогорья, но и от него, т.е. центриклинально и периклиналино. Согласно теоретическим выкладкам (Оровецкий, 1990; Чекунов и др., 1987), подтвержденным данными о трансформных геофизических аномалиях, при подъеме диапира образуется сводовое поднятие с просадками в центральной части, а иногда и по периферии. Просадки контролируются расколами, наклоненными к центру диапира. При его опускании должны возникать разломы обратной вергентности. Таковые известны на западе и в центральной части Приколымского поднятия (Геол. карта СССР. М-6 1:1000 000 (нов. серия). Объясн. зап., 1984; Шишкин, 1979), в хребтах Полоусном, Тас-Хаяхта и Арга-Тас (Геология СССР, т. XXX, 1970; Терехов и др., 1988). Здесь уместно вспомнить тектонические воззрения А.В.Чекунова (1986), согласно которым крупные магматические тела (астенолиты, протоастенолиты), внедрившись из глубинных областей под основание земной коры, эволюционировали, увеличивая размеры по латерали. Такое растекание с одновременным прогревом вызывало в земной коре растягивающие напряжения, т.е. рифтинг, который на периферии компенсировался надвигами и складчатостью ("скучиванием").

В связи с этим можно допустить, что сводовое поднятие, возникшее при подъеме гипотетической эндогенной массы в Яно-Индиگیро-Колымском междуречье, примерно отвечало границам пресловутого Колымского массива, в дискуссиях о существовании которого сломано столько научных копий. Наиболее интенсивно процессы растяжения шли непосредственно над центральной частью диапира (в районе р.Алазеи), кое-где по его обрамлению и вдоль восточной апофизы (в Южно-Аньюской зоне).

Из изложенного следует, что именно мантийный диапиризм во многом обусловил современный тектонический рисунок, расположение магматических продуктов мафического и салического профиля (петрографических провинций) и, соответственно, металлогенические особенности центральных районов Северо-Востока России, поскольку основное оруденение (золото, олово, вольфрам, ртуть, сурьма, в меньшей степени - молибден, медь, свинец и цинк) имеют здесь эндогенную природу.

Предлагаемая модель, в первом приближении, как будто достаточно удовлетворительно объясняет главные особенности геологического строения Яно-Индигино-Колымского междуречья. Вместе с тем, автор прекрасно понимает ее дискуссионность и уязвимость с позиций существующих концепций; кроме того, она безусловно очень механистична. В связи с последним замечанием следует хотя бы кратко остановиться на палеогеографическом аспекте. С этих позиций представляется, что рассматриваемый регион, начиная с позднего палеозоя (а возможно, и ранее), имел прямые связи с Тихим океаном, по-видимому, через район хребта Пекульней. Идея эта не нова (Русаков и др., 1969) и высказывалась ранее, когда Южно-Анжуйская зона рассматривалась в качестве эвгеосинклинали короткого (позднеюрско-раннемелового) развития (Шило и др., 1972). Вероятно, это были внутренние моря, периодически соединявшиеся через систему узких и глубоких бассейнов с открытым океаном. В позднем палеозое и в конце юры-начале мела "раскрытие" этих рифтогенных зон происходило до коры субокеанического типа (дунит-гарцбургитовые и расслоенные ультрабазит-базитовые массивы, комплексы параллельных даек, пиллоу-лавы с химическим составом MORB и т.д. (Геол. карта СССР. М-6 1:1000 000, 1984; Довгаль, 1964; Лычагин, 1985; Лычагин, 1991; Лычагин, 1992; Лычагин и др., 1989).

Возможными аналогами рассматриваемой геоструктуры, в самом первом приближении, являются районы Карибского (Оroveцкий, 1990) и Японского (Перчук, 1987) морей. Первое рассматриваются Ю.П.Оroveцким как компенсационная впадина, возникшая при просадке мегасвода, обусловленного формированием мантийных диапиров Карибского серпентинитового пояса. Образование Японского моря Л.Л.Перчук (1985) связывает с мантийным диапиризмом, петрологически обосновывая возможность поглощения земной коры мантийным диапиром (т.е. базит-ультрабазитовым расплавом) по типу магматического замещения (базификации).

Следует упомянуть и работу У.Кребса (1975), считающего, что поднятые диапирами площади преобразуются в окраинные или внутренние моря, а затем - в устойчивые массивы. По его мнению, эта гипотеза хорошо объясняет продолжительную магматическую деятельность в островных дугах и образование падающих навстречу сейсмофокальных зон, равно как и центриклинальный наклон фронтальных и тыловых надвигов. В целом, построения этих и ряда других авторов увязываются с идеями, развиваемыми в данной статье и дополняют их, далеко выходя за рамки настоящей работы (Артюшков, 1993; Артюшков и др., 1983; Белоусов, 1991; Власов, 1992; Оroveцкий, 1990; Сычев, 1992; Чекунов, 1986; Чекунов и др., 1987 и др.).

Вместе с тем, приведенный материал находится в некотором противоречии с отдельными представлениями по мантийному диапиризму. Так, совершенно соглашаясь с Ю.П.Оroveцким (1990) в том, что "это - конструктивный процесс, развивающийся квазипериодично и отражающий пульсирующее развитие Земли, связанное с мощным глубинным распределением минерального вещества...", автор статьи не разделяет (по крайней мере, для рассматриваемого района) мнения о том, что этот процесс накладывался на уже сформированные структуры (по Ю.П.Оroveцкому, они различны; это - шиты, платформы, перигеосинклинали орогены, переходные области между континентом и океаном, островные дуги). Если справедливы выше изложенные представления по центральным районам Северо-Востока России, то мантийный диапиризм здесь в общих чертах определил тектонический рисунок региона, по крайней мере, с позднего палеозоя.

Во-вторых, вопреки мнению А.Ф.Грачева (1991) о том, что имеющиеся сегодня данные не позволяют говорить о существовании региональных и устойчивых во времени мантийных резервуаров, на основании материалов по Северо-Востоку Азии можно предполагать существование активных эндогенных масс в течение длительного геологического времени.

В заключение следует подчеркнуть, что пульсации ("дыхания") подобных эндогенных масс возможны при допущении правомерности идей о пульсирующей Земле, т.е. ее периодических сжатиях и растяжениях, либо непрерывно-прерывистом расширении.

## ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Физическая геотектоника. М.: Наука, 1993.

Артюшков Е.В., Беэр М.А. О роли вертикальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах// Известия АН СССР, сер.геол. 1983. №9. С.25-52.

Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Я-Жиншин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области// Геотектоника. 1981. №2. С.81-98.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействия верхней мантии и коры. М.: Наука, 1991.

Бялбжеский С.Г., Кораго Е.А., Лычагин П.П. и др. Южно-Аньюйская зона - длительно развивавшаяся складчатая структура// Тектоника и минер. Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1990. С.28-30.

Вашилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива// Вопр. геол. сред. массивов Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1977. С.56-63.

Власов Г.М. Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит// Тихоокеан. геология. 1992. №5. С.154-161.

Ганелин В.Г. Позднепалеозойские бореальные фауны как индикаторы палеотектонических реконструкций// Тектоника и минерагения Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1990. С.48-50.

Гельман М.Л., Анисеев Н.П., Гринберг Г.А., Устиев Е.К. Петрографические провинции и магматические формации Северо-Востока СССР// Магматизм Сев.-Вост. Азии. Магадан, 1974. С.49-65.

Геол. карта СССР. М-6 1:1000 000 (нов. серия). Объясн.зап. Лист Q -52,53 - Верхоянск/ ВСЕГЕИ - Л., 1984.

Геол. карта СССР. М-6 1:1000 000 (нов. серия). Объясн. зап. Лист Q - 54,55 - Хонуу/ ВСЕГЕИ - Л., 1986.

Геол. карта СССР. М-6 1:1000 000 (нов. серия). Объясн. зап. Лист Q -56,57 - Омолон/ ВСЕГЕИ - Л., 1986.

Геология СССР, т.XXX, кн.2. М.: Недра, 1970. Грачев А.Ф. Эволюция базальтового вулканизма в истории Земли и проблемы геодинамики// Физика Земли. 1991. №8. С.91-112.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979.

Драчев С.С. Тектоника и мезо-кайнозойская геодинамика Новосибирских островов. Автореф. канд.дис. М.: МГУ, 1989.

Довгаль Ю.М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия// Материалы по геол. и полез. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып.17. Магадан, 1964. С.149-158.

Имаев В.С. Позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации сейсмического пояса Черского (Вост. Якутия)//Геотектоника. 1991. №4. С.109-116.

Лычагин П.П. Систематика вулканических формаций Северо-Востока СССР и ее тектоническая интерпретация// Магм. формации Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1985. С.70-83.

Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозойдах Северо-Востока СССР// Тихоокеан.геология. 1985. №5. С.33-41.

Лычагин П.П., Бялбжеский С.Г., Колясников Ю.А. и др. Геология и петрография Громадненско-Вургувеевского габброноритового массива (Южно-Аньюйская зона). Магадан, 1991.

Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Петрология расслоенного ультрамафитового массива (Южно-Аньюйская зона). Магадан, 1992.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. ДВО АН СССР. Владивосток, 1989.

Лычагин П.П., Ликман В.Б. Позднепалеозойский пояс базитового магматизма на Северо-Востоке СССР// Ассоциации изверж. пород Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1988. С.23-33.

Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья// Вопр. геологии сред. массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. С.18-55.

Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979.

Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984.

Натапов Л.М. История аккреционной структуры северо-восточного обрамления Сибирского континента// Геол. морей и океанов. Л. 1988. С.172-187// (ПГО Севморгеология).

Объяснительная записка к геол. карте междуручья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олая и Гижиги м-ба 1:500 000/ Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Магадан, 1984.

Оксман В.С., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф. Момско-Селенская складчатая зона: Офиолиты,

олистоостромые, метаморфические образования, структуры// Глуб. строение Тихого океана и его конт. обрамления. Тезисы, ч. II. (Благовещенск, 1986. С.96-97.

Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова Думка, 1990.

Паракецов К.В., Паракецова Т.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений СВ СССР. М.: Недра, 1989.

Перчук Л.Л. Петрологический аспект формирования структур окраинных морей// ДАН СССР, т.280, вып.1. 1985. С.178-182.

Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение// Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. XIУ. М.: Наука, 1987. С.39-64.

Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция// Сов.геол. 1976. N12. С.3-32.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л.: Недра, 1971.

Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР// Уч. зап. НИИГА, вып.15. Л., 1969. С.5-27.

Соболев А.П. Магматические габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Ч.1 и 2. Магадан, 1984.

Соловьев В.А., Рыжкова В.М. Схематическая карта трансформированных аномальных магнитных полей мегаструктур центрального типа территории СССР м-ба 1:10 000 000/МинГео. М.: 1978.

Сыркин П.П. Нятовский комплекс Приколывья - аналог трапповой формации Сибирской платформы// Магм. СВ Азии. Ч.2. Магадан, 1975. С.35-41.

Сычев П.П. Магматектоника: альтернатива тектоники плит?// Тихоокеан. геология. 1992. N6. С.153-159.

Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тас. Магадан, 1988.

Трунилина В.А. Позднемезозойский магматизм северо-восточной Якутии. Автореф. докт. дис. Владивосток: ДВО РАН, 1991.

Херасков Н.П. Схема тектоники Верхоянской складчатой системы// Пробл. сов. геол.5, N4. 1935. С.32-51.

Чекунов А.В. Неоднородности тектоносферы / ДАН УССР, сер.Б. 1986. N9. С.22-25.

Чекунов А.В., Оровецкий Ю.П. Астенолиты настоящего и прошлого// ДАН УССР, сер.Б. 1987. N9. С.32-35.

Чехов А.Д. Глубинные разломы Инъяли-Дабинского синклинория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения// Нов. данные по геол. СВ СССР. Магадан, 1973. С.34-38.

Шило Н.А., Гельман М.,Л., Мерзляков В.М. и др. Новая зона глаукофан-сланцевого метаморфизма в Тихоокеанском поясе// ДАН СССР. 1972. т.213. N6. С.1385-1388.

Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральных районов мезозойд Северо-Востока СССР//ДАН СССР. 1972. Т.204. N5. С.1202-1204.

Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И. и др. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система - новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР// ДАН СССР. 1973. Т.210. N5. С.1174-1176.

Шишкин В.А. Метаморфические комплексы северо-восточного Приколывья. М.: Наука, 1979.

Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992.

Шпетный А.П., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Сев.-Востока СССР и их положение в геологических структурах// Магматизм Сев.-Вост. Азии. Ч.1. Магадан, 1974. С.25-37.

Krebs W. Formation of South West Pacific Island arc-trench and mountain systems plate or global-vertical tectonics?//Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol. 1975. V.59.N9. P.1639-1666.

Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting//Palo Alto, Calif.-Annu.Rev.Earth and Planet. 1975. P.251-269.

*E.A.Korago*

#### LATE PALEOZOIC TO MESOZOIC GEODYNAMICS OF THE YANO-KOLYMA INTERFLUVE FROM THE STANDPOINT OF MANTLE DIAPIRISM

Geomorphology, structural and geodynamical features, magmatic and metamorphic zonality of the Yano-Kolyma interfluve are discussed. As a result, Paleozoic-Mesozoic history of the region is stipulated by the mantle diapir under the Alazey Highland.

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КУПОЛА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРИ. СТАТЬЯ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ КУПОЛОВ**

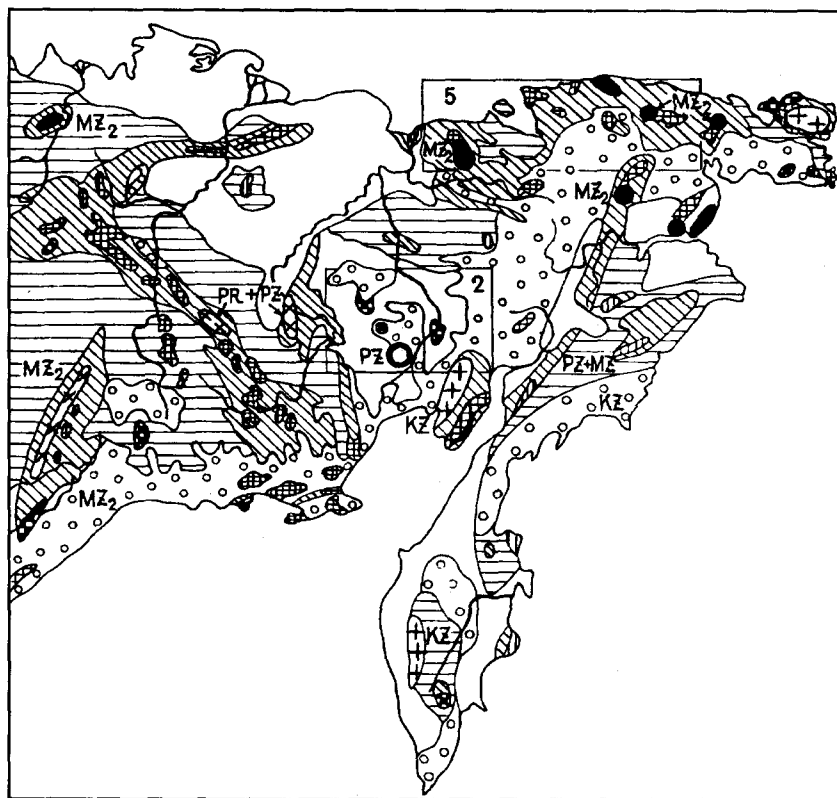
**М.Л.Гельман**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН 685000, Магадан, Портовая, 16*

Описывается плутонизм, вулканизм, метасоматоз и история формирования фанерозойских гранитно-метаморфических куполов на Северо-Востоке Сибири. Палеозойские купола сходны с типичными для Северного полушария. Мезозойские купола специфичны и характерны лишь для притихоокеанского региона.

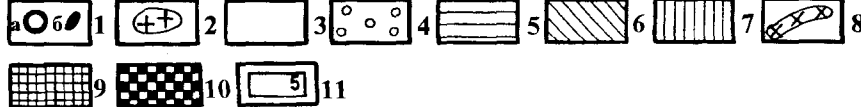
Гранитно-метаморфические купола фанерозойского возраста на Северо-Востоке Сибири были выявлены в пятидесятых - шестидесятых годах при геологическом картировании как положительные геологические структуры, где фанерозойские гранитоиды с признаками принадлежности к относительно глубинному уровню образования зонально окаймляются более или менее широкими ореолами сланцеватых метаморфических пород, мигматитами и фельдшпатизированными породами. Эти метамор-

фические породы относятся к амфиболитовой фации и очень похожи на докембрийские, но, как выяснилось, возраст протолитов фанерозойский. Метаморфическая зональность, размещение плутонических тел, залегание поверхностей сланцеватости, определяя внутреннее строение куполов Северо-Востока Сибири, показывают их подобие гнейсовым куполам, как докембрийским, описанным в фундаменте щитов, так и фанерозойским - в



*Рис. 1. Положение фанерозойских гранитно-метаморфических куполов в метаморфических поясах Северо-Востока Сибири.*

1 - палеозойские (а) и позднемезозойские (б) гранитно-метаморфические купола; 2 - купола с длительной палеозойской и мезозойской историей; 3 - метаморфизованные отложения; 4 - пропелитизированные вулканогенные образования (MZ<sub>2</sub> - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс); 5 - пренил-пумпеллитовая фация; 6 - зеленые сланцы; 7 - голубые и зеленые сланцы; 8 - зоны амфиболитовой фации; 9 - гранитоидные массивы; 10 - дорифейские кристаллические породы гранулитовой и амфиболитовой фации; 11 - площади, показанные на рисунках 2 и 5, и номер рисунка. Возраст метаморфических поясов и гранитоидов: PR+PZ - протерозой и палеозой нерасчлененные, PZ - палеозой, PZ+MZ - палеозой и мезозой нерасчлененные, MZ<sub>2</sub> - поздний мезозой, KZ - кайнозой.





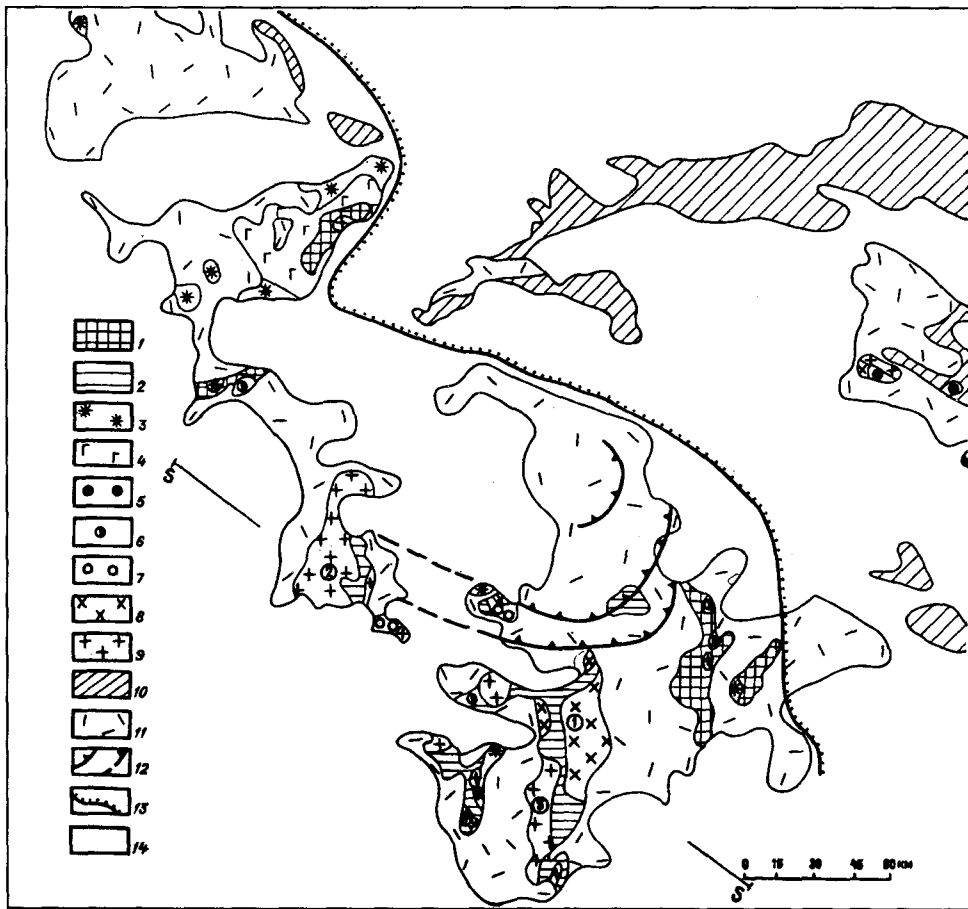


Рис.2. Геологическое положение палеозойских гранитно-метаморфических куполов на Омолонском массиве (на основе Геологической карты..., 1985; с использованием работ Жулановой, 1990; Левина, 1991; Мерзлякова, 1982; Орадовской, 1974; Симакова, 1974; Терехова и др., 1984; Шевченко, 1973; 1975; 1978; 1979; 1984; 1988; 1991; Шлетного, 1975).

1-2 - архейский фундамент массива: 1 - без проявления или с ограниченным проявлением мигматизации (с обособленными телами архейских гранитоидов среди основных метаморфических пород), 2 - испытавший объемную мигматизацию в раннем протерозое; 3 - 7 - нижний ярус чехла массива: 3 - 4 - рифей, венд, кембрий, в карбонатно-терригенной (3) и в вулканогенной фации -толеитовые базальты, а также сложенные ультрамафит-мафитовые интрузии (4); 5 - 7 - нижний и средний ордовик, 5 - непрерывные мощные карбонатные отложения, 6 - то же, пониженной мощности, с конгломератами, 7 - прерывистые и непрерывные, терригенно -карбонатные отложения сокращенной мощности, конгломераты; 8 - 9 - раннепалеозойские плутоны, существенно сиенитовые (8) и существенно гранитоидные (9), под номерами в кружках крупные выходы в ядрах куполов: 1 - Анмандыканский, 2 - Коаргычанский, 3 - Абкитский; 10 - 11 - средний структурный ярус чехла массива, девон - нижний карбон: 10 - карбонатно-терригенные, местами в подчиненном количестве также вулканогенные отложения, 11 - существенно вулканогенные образования и субвулканические тела (кедонская серия); 12 - фрагменты разломного обрамления Верхнекедонской вулканогенно-тектонической депрессии; 13 - предельная граница морских трансгрессий в девоне и раннем карбоне; 14 - верхний структурный ярус чехла массива, верхний палеозой, мезозой и кайнозой (интрузивные породы позднепалеозойского и мезозойского возраста в контурах более древних образований не показаны). S - S - положение разрезов и палеоразрезов, см. рис.3.

различных складчатых поясах, в частности, в Тихоокеанском (Иксон, 1991; Салоп, 1971; Сейферт, 1990; Metamorphism..., 1988). На Северо-Востоке Сибири эти структуры свойственны складчатым системам и срединным массивам с дорифейской земной корой континентального типа и принадлежат провинциям гранитоидного магматизма (рис.1). С исторической точки зрения среди них различаются:

а) палеозойские, б) позднемезозойские и в) купола с длительной палеозойско-мезозойской историей.

### ПАЛЕЗОЙСКИЕ КУПОЛА

Палеозойские гнейсовые купола представляют собой особенность строения Кедонского блока Омолонского срединного массива (рис.2). Ниже, по-видимому, впервые в общем виде дается трактовка

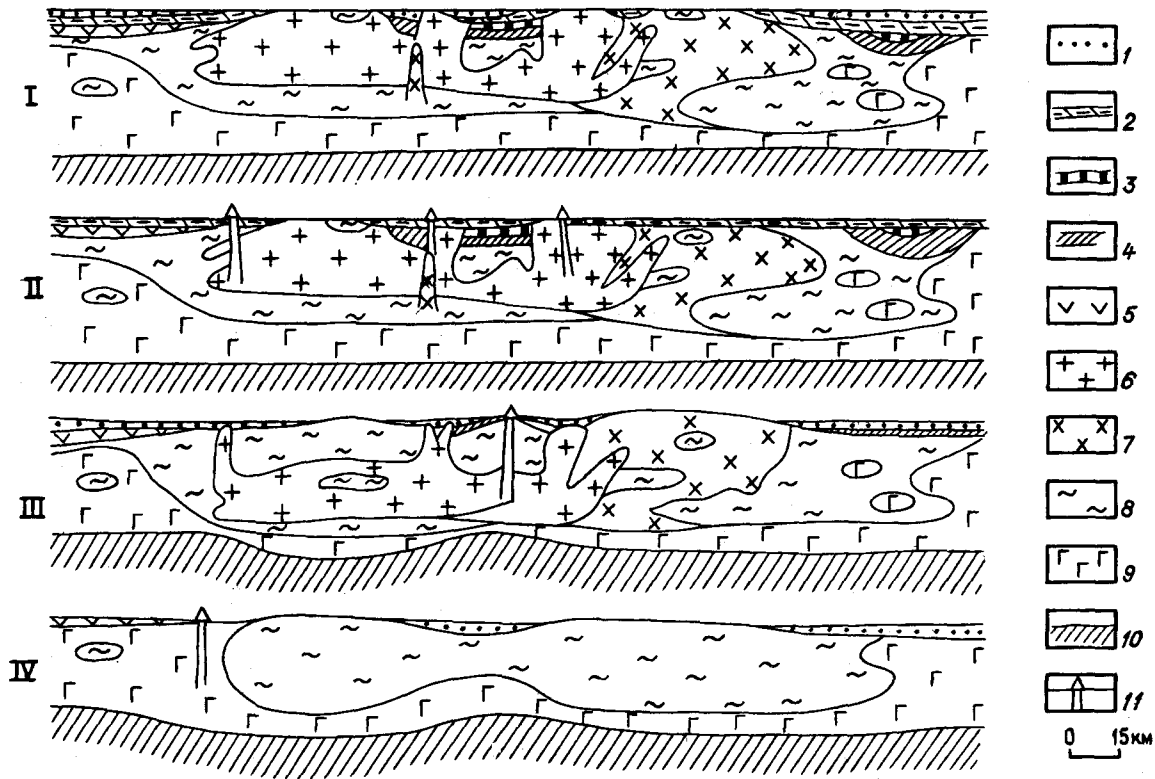


Рис.3. Развитие куполов на Омолонском массиве.

I-Схематический геологический разрез (S-S на рис.2), по Геологической карте..., 1985; с использованием работ Ващилова, 1977]; II-IV - палеоразрезы: II - девон, III - середина ордовика, IV - конец рифея, венд, кембрий. 1 - послесреднепалеозойские отложения на разрезе и синхронные осадки на палеоразрезах; 2 - среднепалеозойские вулканиты; 3 - ордовикские породы; 4 - 5 - рифей-венд-кембрийские породы: 4 - осадочные, 5 - вулканические; 6 - 7 - раннепалеозойские plutонические породы (и магматические камеры); 6 - гранитные, 7 - сиенитовые; 8 - мигматизированные породы архейского кристаллического комплекса; 9 - основные гранулиты и амфиболиты; 10 - поверхность М и верхняя мантия; 11 - вулканы.

его геологии, что стало возможным благодаря тщательным полевым и лабораторным исследованиям многих стратиграфов, петрологов, геохронологов и мастеров геологического картирования. Это А.П.Биркис, И.П.Васецкий, М.Х.Гагиев, Б.М.Гусаров, И.А.Давыдов, И.Л.Жуланова, Б.С.Левин, В.М.Мерзляков, А.П.Милов, М.М.Орадовская, В.П.Показаньев, К.В.Симаков, И.М.Сперанская, М.И.Терехов, В.И.Ткаченко, А.П.Фадеев, В.М.Шевченко, В.А.Шишкин, А.П.Шпетный, В.С.Шульгина. Мне довелось участвовать в камеральных петрографических исследованиях и консультировать работы. Излагаемые ниже общие представления об истории формирования палеозойских куполов перекликаются с заключением В.М.Шевченко об активизации докембрийского фундамента Омолонского срединного массива в раннем палеозое и, в частности, о росте Абкитского купола в том процессе (Шевченко,

1979,1984,1991), с концепцией преобразования кристаллической коры мезозой Северо-Востока, предложенной И.Л.Жулановой (1987,1990).

В ретроспективе (рис.3) история куполообразования может быть прослежена до рубежа около 2 млрд. лет, когда в результате мигматизации архейских основных гранулитов и анортозитов местами возникла кислая континентальная кора. В Кедонском блоке образовался Верхнеомолонский полиметаморфический комплекс (Жуланова,1990). Именно в его теле в дальнейшем выросли купола. В позднем протерозое, венде и в кембрии относительное поднятие Кедонского блока выразилось в сокращении мощности соответствующих отложений, в их трансгрессивном и регрессивном залегании (Терехов и др.,1984). Тогда же Кедонский блок становится источником сноса для аркозовых песчаников, накапливавшихся в соседнем Рассошинском блоке. Примечательно, что эти

песчаники в составе единых стратиграфических подразделений сочетаются с ферробазальтами, высокожелезистыми трахибазальтами, исландитами, щелочными базальтами. В вулканических полях обнаружены также расслоенные мафит-ультрамафитовые (пикритоидные), кое-где с монцититами и гранофирами, интрузии (Лычагин, 1979, 1987; Шевченко, 1978): Основные интрузии размещаются и среди осадочных рифейских - кембрийских отложений близ границы Рассошинского и Кедонского блоков. Но в Кедонском блоке ни позднекембрийских, ни кембрийских мафитов нет ни в вулканической, ни в интрузивной форме.

Граница раннего и среднего ордовика в ареале гранитно-метаморфических куполов обозначилась стратиграфическим несогласием (Ораровская, 1974; Симаков, Шевченко, 1974 (б); Шевченко, 1988). Здесь, в средней части этого ареала, к северу от Абкитского раннепалеозойского плутона (см. рис.2), средний ордовик со стратиграфическим перерывом перекрывает нижний. В мощном базальном конгломерате до 70% валунов и гальки составляют сиениты и кварцевые сиениты. Здесь же порфиновые разности кварцевых сиенитов образуют небольшие тела, рассекающие отложения нижнего ордовика (Симаков, Шевченко, 1974(а); Шевченко, 1988). Западнее, в том же ареале, близ Коаргычанского массива, мощность обоих отделов ордовика тоже сокращена, но перерыва нет, а между нижнеордовикскими доломитами и известняками и среднеордовикскими конгломератами находятся своеобразные алевритистые и обломочные известняки. Это, очевидно, отложения, коррелятные с топографическим поднятием над растущими куполами. Из этого же интервала описаны специфические слюдяно-глинистые сланцы. Не исключено, что это диагенизированные пирокластические отложения. По новейшим данным В.С.Шульгиной, В.И.Ткаченко, О.Я.Гаген-Торн в Рассошинском, возможно, и в Кедонском блоке выделяется толща вулканитов (высокоглиноземистые андезибазальты, трахибазальты, андезиты и трахиандезиты), которая несогласно налегает на кембрий и ордовик и характеризуется изохронным Rb-Sr возрастом 505 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,7067 (определения В.И.Виноградова в ГИН РАН). Это определение отвечает границе кембрия и ордовика, но его погрешность - 41 млн лет - вместе с геологическими данными допускают предположение, о возможном проявлении вулканизма на границе раннего и среднего ордовика, сопровождающего начало формирования плутонов.

Осадочные комплексы нижнего и среднего ордовика в выходах, удаленных от гранитнометаморфических куполов, отличаются большей мощностью,

преобладанием карбонатных пород, постепенным выклиниванием конгломератовых накоплений. Верхний ордовик на Омолонском массиве не известен, что объясняется общей регрессией моря (Орадовская, 1974).

В интервале времени от раннего ордовика до среднего девона в ядрах куполов сформировались мезозональные - с краевыми гнейсами - плутоны: гранитоидные Абкитский (площадь выхода 850 кв.км) и Коаргычанский (500 кв.км), сиенитовый Анмандыканский (310 кв. км) и более мелкие. Они размещены по преимуществу в раме из кристаллического раннего докембрия, очень редки их активные контакты с рифейскими отложениями. Подобные же породы, но с порфиоровидной структурой, слагают небольшие гипабиссальные плутоны и интродуцируют рифей и ордовик (Симаков, Шевченко, 1975; Терехов и др., 1984; Фадеев, Шпетный, 1978; Шевченко, 1975; Шпетный, 1975). Дорифейские гнейсы и мигматиты, вмещающие плутоны мезозонального уровня, испытали дополнительную фельдшпатизацию (Фадеев, Шпетный, 1978; Шевченко, 1967; 1984). То же дорифейские, но послемигматитовые интрузивные габброиды, слагающие жильные тела, рассланцованы и обнаруживают признаки метаморфизма амфиболитовой фации (Шевченко, 1991). Рифейские отложения около сиенитовых интрузий фенитизированы, а около гранитных, как и ордовикские, ороговикованы и (или) скарнированы (Фадеев, Шпетный, 1978).

Элементы гранитной тектоники Абкитского массива обрисовывают его внутреннюю структуру, соответствующую купольному строению вмещающих архейских образований (Шевченко, 1973). Относительно повышенное давление при образовании абкитских гранитоидов сказывалось на составе роговой обманки (Шевченко, 1975): по геобарометру Г.Б.Ферштатера (1990) оно соответствует 3 - 4 кбар. Уже после кристаллизации плутона, наследуя структуру гранитно-метаморфического купола, на его субстрате образуется милонитовый купол (Шевченко, 1979).

Среди лейкократовых гранитов Коаргычанского плутона, преобладающих в его составе, замечательны разности с необычной структурой, которую можно было бы назвать апогранулитовой. Кварц в них, как в кислых гранулитах, находится в виде линзовидных пластинчатых выделений, но эти пластинки изогнуты и общая параллельная гнейсоватость гранулитов нарушена вследствие пластичной деформации. В свете этого, а также с учетом геологических свидетельств о поднятии Кедонского блока, во всяком случае с самого начала палеозоя, кажется реальным полученный для

Анмандыканского массива (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН, личное сообщение И.А.Давыдова) раннекембрийский ( $537 \pm 27$  млн лет, первичное отношение изотопов стронция  $0,7062 \pm 0,0003$ ) Rb-Sr изохронный возраст сиенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, гранитов, несмотря на их интрузивные контакты с ордовиком. По-видимому, ремобилизация докембрийских кислых гранулитов предшествует собственно интрузивным и вулканическим фазам.

В.И.Виноградов определил также Rb-Sr изохронный возраст гранитоидов Абкитского массива - 420 млн лет, первичное изотопное отношение  $0,7047$  (неопубликованные материалы В.С.Шульгиной и ее сотрудников). И хотя лабораторные погрешности невелики (14 млн лет для даты и  $0,0001$  для отношения изотопов), В.И.Виноградов, обсуждая результаты, показал, что желательны дополнительные исследования образцов, содержащих больше Rb и более строго отвечающих единому геологическому событию.

Гранитоидные и сиенитовые плутоны формировались в основном в нижней и средней коре и, по-видимому, более или менее одновременно. В.М.Шевченко (1975, 1988) аргументирует более древний возраст сиенитовых пород, что согласуется, между прочим, с приведенными рубидий-стронциевыми датами. Возражая ей, А.П.Шпетный (1975) напоминает о дайках нордмаркита в Коаргычанском гранитном плутоне. Тесное сочетание миаскитовых нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и нордмаркитов с гранитами - это частое свойство палеозойского магматизма на срединных массивах (Магматические формации..., 1979). Плутонизм, по-видимому, развивался под влиянием особенно высокощелочного, существенно калиевого и галоидного флюида, с возможной в этих условиях несмесимостью расплавов, соответствующих гранитному и нефелинсиенитовому температурным минимумам (Зырянов, Волчкова, 1986). Механизм ликвации в качестве петрогенетического процесса привлекал также П.П.Лычагин (1987), но для того, чтобы объяснить контрастность калиевых и натриевых риолитов в составе кедонской серии, образовавшейся уже в среднем палеозое.

Относящиеся к девону - раннему карбону кислые, средние и основные вулканы повышенной, обычно калиевой, щелочности (кедонская серия) налегают на эродированные мезозональные плутоны, на гнейсы и кристаллические сланцы их обрамления, на постгранитные милониты и ультрамилониты Абкитского купола. Гипабисальные интрузии гранитов и граносиенитов кедонского возраста очень многочисленны, они прорывают и раннепалео-

зойские плутоны, располагаясь преимущественно в их краевых частях. Купола, таким образом, становятся центрами среднедевонского вулканизма. Среднепалеозойский вулканизм проявился в ареале, охватывающем Омолонский массив почти полностью, но мощность и разнообразие вулканических накоплений, по-видимому, наибольшие в Кедонском блоке (Лычагин и др., 1987; Симаков, Шевченко, 1974а, Терехов и др., 1984).

В Кедонском блоке с гранитно-метаморфическими куполами сопряжена крупная вулкано-тектоническая структура проседания - Верхнекедонская депрессия (Мерзляков и др., 1982). Она выполнена слойстыми толщами игнибритов и кислых туфов, которые ближе к купольным структурам, за дуговыми разломами, ограничивающими депрессию, сменяются трахиандезитами и трахитами, местами и трахибазальтами. Этим как бы подчеркивается преемственность среднепалеозойского магматизма от раннепалеозойского, когда были образованы, в частности, сиенитовые плутоны. И в целом, повышенная (часто благодаря калию) щелочность свойственна и ранне- и среднепалеозойским изверженным породам.

Ареал гранитно-метаморфических куполов выделяется в поле силы тяжести отрицательными аномалиями. Обработка данных гравиметрии даст Ю.Я.Вашилову (1977) основание считать, что земная кора здесь в верхней части сложена породами среднего и кислого состава (плотность  $2,71$ ), глубже - среднего, а в нижней - основными в смеси со средними (плотность  $2,86$ ). В Верхнекедонской депрессии верхняя часть коры средняя ( $2,81$ ), а нижняя - основная.

В Рассошинском блоке, где проявился позднепротерозойский-кембрийский пикрит-базальтовый вулканизм, верхняя часть коры базитовая ( $2,92$ ), а нижняя характеризуется базит-гипербазитовым составом ( $3,02$ ), т.е., как в Тунгусской синеклизе с трапповым вулканизмом (Гафаров, Прозоров, 1978), здесь нет "гранитного" слоя.

В том виде, как они предстают на геологической карте, пространственно-временные соотношения полукольца гранитно-метаморфических куполов и Верхнекедонской вулкано-тектонической депрессии, представленной лишь своим юго-восточным замыканием, подобны (с точностью до масштаба) соотношению мезозойских куполов североамериканских штатов Вашингтон, Айдахо, Невада с мезо-кайнозойскими вулканическими образованиями плато Снейк-Ривер (Сейферт, 1990).

Среднепалеозойский поствулканический гидротермальный метаморфизм кедонских вулканических обнаруживает температурную зональность относительно раннепалеозойских

плутонов, более древних, чем метаморфизованные вулканиты. Наряду с петрохимическим сходством ранне- и среднепалеозойских образований, с наблюдавшимися секущими контактами с кедонской серией субвулканических гранитов, размещенных в теле раннепалеозойского плутона, но не отделенных от него при картировании, эта гидротермальная и рудная зональность нередко служит основанием полностью или частично отрицать существование раннепалеозойских плутонов на Омолонском массиве (Лычагин и др., 1987; Показаньев и др., 1980; Усачев, 1982). Однако подобная особенность региональной пропилитизации давно отмечена при геолого-петрографическом изучении мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Гельман и др., 1964). Описана (Criss, Taylor, 1983) такого же рода изотопногеохимическая зональность постгранитных рудных образований относительно батолита

Айдахо. Во всех этих случаях купол продолжает оставаться центром повышенного теплового потока и после образования плутона и вулканических извержений.

Послераннекарбонное (поствулканическое) поднятие куполов хорошо выражено в периклинальном залегании вокруг них кедонских вулканитов. Поднятие длится до перми. Пермские осадочные породы залегают несогласно, трансгрессивно, не обнаруживая какой-либо зависимости от геологической структуры раннего и среднего палеозоя, от расположения куполов (Геологическая..., 1985; Симаков, Шевченко, 1975; Шпетный, 1975).

Раннепалеозойские плутоны, особенно сложенные преимущественно кварцевыми монцититами - гранитами, своим геологическим положением и обликом напоминают протерозойские граниты на щитах Сибирского кратона. Первые исследователи

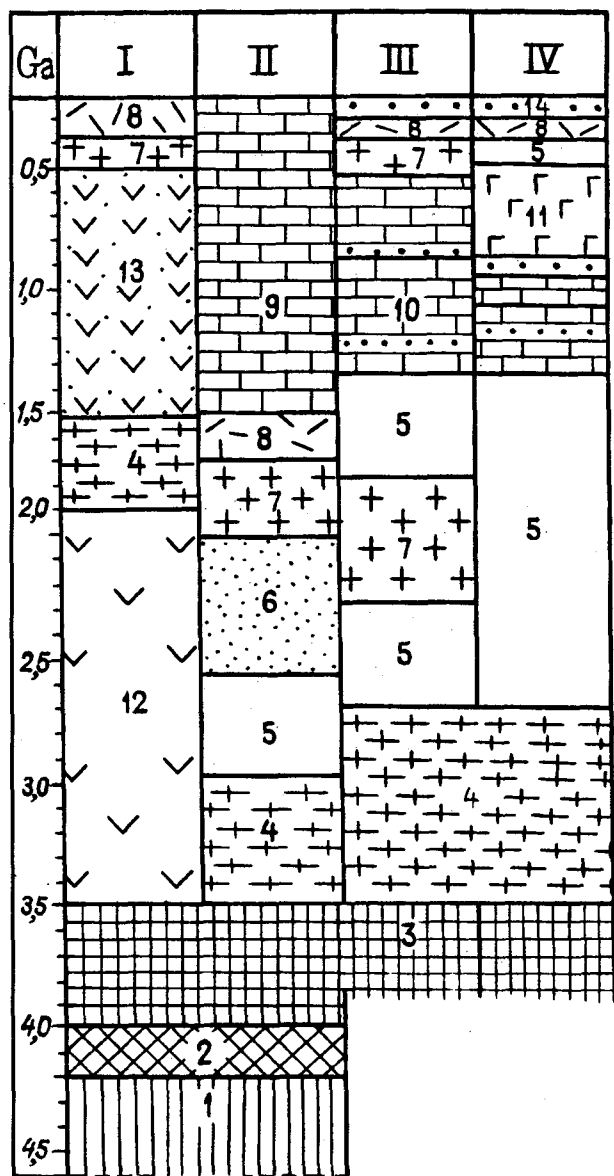


Рис.4. История становления континентальной коры Омолонского массива в сравнении со структурами южной Сибири (по Лейтесу и Федоровскому, 1978).

Блоки с разной историей: I - II - юг Сибири, I - с поздним оформлением континентальной коры в непосредственном обрамлении протоконтинентальных массивов, II - с ранним оформлением континентальной коры; III - IV - Омолонский массив; III - Кедонский блок, IV - Рассошинский блок. 1 - догеологическое развитие; 2 - расщепление планетного вещества на мантию и внешние оболочки; 3 - формирование супракrustальной осадочно-вулканогенной оболочки базит-гипербазитовой первичной земной коры с преобладанием основных вулканитов; 4 - становление протометаморфического слоя, формирование габбро-гранитных серий; 5 - выветривание; 6 - накопление терригенных формаций и олистостромы в зоне протоконтинентального подножия; 7 - региональный метаморфизм и объемная мигматизация протометаморфического слоя, образование глубинных гранитоидных и сиенитовых плутонов; 8 - формирование вулканоплутонической ассоциации и терригенной поздней молассы; 9 - накопление карбонатных и терригенных формаций чехла Сибирской платформы; 10 - накопление нижнего яруса чехла Омолонского массива, в терригенных и карбонатных фациях; 11 - то же, базальтовый вулканизм и расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии; 12 - 13 - накопление в океаническом обрамлении протоконтинентальных массивов: существенно вулканогенных, базальтоидных (12) и осадочно-вулканогенных (13) формаций; 14 - накопление верхнего яруса чехла Омолонского массива.

Омолонского массива и считали их прямыми аналогами, приписывали им один и тот же возраст (Снятков Б.А., Снятков Л.А., 1958). И действительно, эти породы занимают в целом одинаковое положение в последовательном преобразовании архейской кристаллической коры. Однако возраст их различен, и может быть этим определяется кардинальное различие последующей геологической истории Сибирской платформы и складчатого пояса.

Сравним историю преобразования земной коры Омолонского массива с тем, как подобную историю представляют А.М.Лейтес и В.С.Федоровский (1978) для структур юга Сибири и Дальнего Востока (рис.4). Формирование комплексов основных гранулитов, возможно, вместе с анортозитовыми породами (Гельман, Терехов, 1973; Жуланова, 1990), предполагаемое В.М.Шевченко (1991) образование в их раме расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и одновременное начальное преобразование этих комплексов в тоналитовые ("серые") гнейсы, в средние и кислые кристаллические сланцы, их чарнокитизация (Жуланова, 1990) - все это в архейской истории Омолонского массива соответствует образованию первичной земной коры и последующему ее преобразованию в протометаморфический слой в протоконтинентальных массивах юга Сибири. Мы не знаем на Омолонском массиве аналогов так называемых комплексов переходной стадии (нет супракрупных образований раннепротерозойского возраста), но мигматизация, датируемая приблизительно 2 млрд лет, полностью соответствует образованию гранитно-метаморфического слоя, т.е. становлению первой зрелой континентальной коры на юге Сибири.

Накопление карбонатных и терригенных осадков в рифее, венде и кембрии отвечает началу формирования чехла на Сибирской платформе. Однако на юге Сибири этому предшествуют раннерифейский вулканизм и плутонизм. На Омолонском массиве подобные явления, и в их числе образование мезозональных плутонов в ядрах куполов и последующий вулканизм, относятся к раннему и среднему палеозою. В этом кедонский блок подобен уже не протоконтинентальным массивам Сибири, а примыкающим к ним океаническим структурам Байкальской складчатой области. Примечательно, что не содержащий гранитно-гнейсовых куполов Рассошинский блок с его базальтовым вулканизмом в рифее-кембрии и с существенно более плотной земной корой, чем в Кедонском блоке (Ващилов, 1977), всей своей историей более похож на окраинную океаническую зону по А.М.Лейтесу и В.С.Федоровскому (1978).

Таким образом, геологическая история протоконтинентальных блоков в составе платформ и складчатых поясов, начинавшаяся одинаково, приобретала разные тенденции в глобального масштаба переломные моменты процесса распада Пангеи I (Хаин, Сеславинский, 1994). Такие же отличия истории фундамента срединных массивов в складчатых областях и прилежащих платформ намечаются в Монголии, в центральной и западной Европе: при сходстве докембрийских метаморфических комплексов первые аллохотонные граниты в срединных массивах появляются только в начале палеозоя либо в самом конце рифея - начале палеозоя, а в фундаменте платформ они более древние (Литвиновский и др., 1992, Лутц, 1986, Макарычев, 1993, Юргенсон, 1993). В целом последовательность магматизма и метаморфизма на Омолонском массиве очень напоминает западноевропейские примеры позднедокембрийских - палеозойских гранитных серий Г.Г.Рида (Рид, 1957, Read, 1949).

#### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КУПОЛА

Позднемезозойские гранитно-метаморфические купола в Чукотской складчатой системе, специально изучавшиеся автором (1961) вместе с О.С.Березнер, О.Г.Кузиной и М.П.Крутоус (1980), а также, преимущественно с геологических позиций, Н.М.Саморуковым, Г.М.Сосуновым и А.С.Острой, образовались во внутрикратонической части мезозойд Северо-Востока Сибири. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс трассирует ограничения блоков с дорифейской континентальной корой (Белый и др., 1989, Гельман, 1972; Тектоника..., 1980) и купола, расположенные к югу и востоку от него, возникли на самом краю древнего континента (см. рис. 1).

В Чукотской складчатой системе купола составляют ряды, представляя собой поднятия, обычно осложненные на крыльях крутыми разломами, в которых из-под мощных триасовых песчаников, алевролитов, глинистых пород обнажается палеозойский карбонатно-терригенный комплекс основания чукотских мезозойд (Геология СССР, 1970). Нижнетриасовые и палеозойские отложения пронизаны силами габбродиабазов и диабазов раннетриасового возраста. Простирающиеся глубинных складок - косо секущее по отношению к простиранию триасовых толщ. Самое западное Алярмаутское поднятие (рис.5) образовалось посередине позднеэриасового прогиба (зона накопления карнийского флиша, норийский глубокий шельф, по (Бычков, 1994)), ориентировано меридионально и лучше согласуется с западным ограничением Раучуанского прогиба выполненного

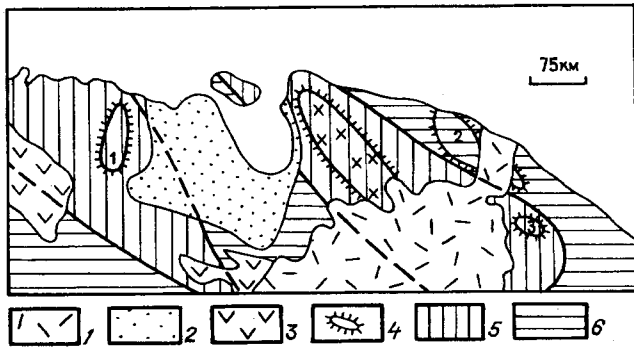


Рис.5. Геологическое положение позднемезозойских гранитно-метаморфических куполов в чукотских мезозоидах.

1 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 - 3 - позднемезозойские впадины: 2 - с существенно терригенным, 3 - с существенно вулканогенным выполнением; 4 - системы гранитно-метаморфических куполов (крестиком помечены не вскрытые из-под триасовых отложений): 1 - Алярмаутский купол, 2 - Велиткеный вал, 3 - Коквуньский купол; 5 - 6 - познетриасовый бассейн, (по Бычкову, 1994): глубокий (5) и мелкий (6) шельф.

волжскими и главным образом неокомовыми отложениями, которые несогласно перекрывают триас.

В центральной части Чукотской складчатой системы Велиткеныйское и Коквуньское поднятия находятся в зоне познетриасового мелкого шельфа. Еще одно поднятие, где, однако, палеозойские отложения не вскрыты эрозией, прослежено при использовании геофизических данных от восточной границы Раучуанского прогиба на восточном берегу Чаунской губы до осевой части триасового прогиба в районе пос. Майский. Здесь над этим не вскрытым ядром располагаются малые дочерние купола, сложенные сланцеватыми и катаклазированными раннетриасовыми породами, испытавшими глубокие метасоматические преобразования и метаморфизм, но не региональный, а такой, как у сланцеватых роговиков. Эти дочерние купола конформно обрамляют вулканотектоническую депрессию мелового возраста.

В центральной части куполов залегание метаосадочных горных пород, метадиабазов, а также меловых гранитоидных тел, составляющих ядро купола, пологое. На крыльях куполов более выразительны мелкие складчатые формы, характерны зоны смятия. Структуры будинажа и сопряженные явления течения вещества определяют ядро как область пластичных деформаций при пологом положении сланцеватости. Граница областей пластической и хрупкой дислокации проходит довольно высоко, в пределах триасового

комплекса отложений. Из-за различия механических свойств габбродиабазов и терригенных отложений эта граница не выражается в виде единой поверхности, а как бы размыта по вертикали. Так, например, в районе пос. Алискерово выразительно представлены силы диабазов, залегающие в виде очень крупных (сотни метров) пологих будин среди пластично смятых нижнетриасовых метаалевролитов и хлорит-серицитовых сланцев. В районе пос. Билибино тела габбродиабазов расколоты и резко отделены от осадочных пород крутыми разломами (Гельман, 1963).

Над мало эродированными зонами куполов осадочные породы триаса, залегая полого, обнаруживают признаки сильного сдавливания в перпендикулярном к слоистости направлении. Это выразительно сказывается, например, в десятикратном сжатии раковин *Monotis ochotica* в познетриасовых ракушечниках (коллекции и оценка Ю.М. Бычкова).

Плутонические породы залегают в виде крупных и мелких пологих тел, в общем согласных с вмещающими породами. Залежи более низкого положения сложены средними и умеренно кислыми породами, а более высокого - более молодыми гранитами. Метаморфическая зональность в общем случае выражается в последовательной смене (от ядра купола) метаморфических пород гранат-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а затем - зеленосланцевой фации (Гельман, 1961). Собственно роговики на контакте интрузивных залежей отсутствуют. В Велиткеныйском и Коквуньском куполах пологие тела плутонических пород облекаются гранит-мигматитами и кварцевыми монзонит-мигматитами. Метаморфические породы в этих куполах фельдшпатизированы в широком ореоле, достигающем подошвы мощного (около 400 м) силла диабазы, залегающего на границе палеозоя и мезозоя. В ядре Алярмаутского купола гранитизация проявлена скромнее, и мигматитовые поля невелики. Здесь они расположены вне непосредственного контакта с плутоническими породами.

В комплексе триасовых отложений над куполами прослежены зоны порфиробластовых андалузитовых сланцев, малого размера дочерние купольные структуры, образованные метаморфическими и метасоматическими породами сланцеватой текстуры, но с минеральными парагенезисами, свойственными контактовым ореолам гранитных интрузивов. Пожалуй, только альмандиновый гранат, частый здесь, в обычных роговиках встречается реже.

На севере Яно-Колымской складчатой системы выявлен интересный пример морфологически

цельного купола, образовавшегося на наиболее высоком уровне (как в стратиграфическом смысле, так и с точки зрения оценки давления по минеральным парагенезисам). Это Куларский батолит в междуречье Яны и Омоля. Бiotитовые граниты позднеюрского-раннемелового возраста составляют несколько выступов, которые идеально конформно облекаются пермскими и триасовыми глинистыми сланцами с тонкими слоями песчаника (Снятков Б.А., Снятков Л.А., 1964). Метаморфическое обрамление - узкие зоны андалузит-кварц-полевошпатовых роговиков, во внутренней зоне гранатсодержащих; их хорошо проявленная сланцеватая текстура, однако, специфична для купольных структур. В.А.Трунилина (1972) описала зональное метасоматическое преобразование глинистых сланцев на стадии их прогрессивного метаморфизма в кристаллические сланцы с составом, близким к гранитному. Однако мигматитов на этом уровне уже нет.

Как мы видели, в раннемезозойской истории Чукотской складчатой системы еще нет признаков подготовки к росту куполов. Начало формирования куполов, по-видимому, соответствует возрасту наиболее древних отложений в позднеюрских-раннемеловых прогибах. Это оксфорд и кимеридж (Полуботко и др., 1977).

В Раучуанском прогибе с литологической точки зрения примечательны оксфорд-кимериджские кварц-плагиоклазовые песчаники с редкими микроклином и гранатом. Здесь есть такие же накопления берриас-валанжинского возраста, от оксфорд-кимериджских они отделяются волжскими полимиктовыми песчаниками, песчаниками и алевrolитами с обильными вулканогенными литокластами. Вероятно, и в кварц-полевошпатовых песчаниках обломочный, бипирамидального габитуса кварц, зональный плагиоклаз, а также аксессуарные гранат и щелочной полевой шпат - это минералы пирокластического происхождения. Оксфорд-кимериджский эксплозивный вулканизм был связан с начавшимся формированием куполов.

Гранитоиды, размещенные в их ядрах, хотя и проявляют особенности структуры, но за исключением некоторых специфических разностей такие же, как те, что прорывают валанжинские отложения и перекрыты альбскими. Альбские вулканические толщи, которые входят в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, с конгломератом в основании налегают на размытую поверхность Великенайского купола. Замечательно, что петрохимически среднемеловые вулканы и раннемеловые гранитоиды подобны (Гельман, Белый, 1963), но отличаются первичным стронциевым отношением, более низким у

вулкаников (Милов, 1988). При этом структура вулканогенного пояса обычно автономна по отношению к гранитно-метаморфическому куполу. Очевидно, образование этого пояса, знаменующее кардинальное событие в геологической истории северо-восточной Азии в самом конце раннего мела (Белый и др., 1989), означает и прекращение роста куполов.

Таким образом, все время позднемезозойского куполообразования ограничивается рамками интервала от оксфорда до альба. Это заключение вполне согласуется с имеющимися результатами калий-аргонового и изохронного рубидий-стронциевого датирования, которые для большинства гранитоидов, более древних, чем Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, находятся в интервале 159 - 135 млн лет (Милов, 1988).

Позднемезозойские купольные структуры на окраине континента, в Тайгоносско-Танюерской складчатой системе, расположены на разломах. Золотогорский и Танюерский купола - в рифтовых структурах, проникающих внутрь кратона. Возможно таково же положение Аллах-Юнской метаморфической зоны.

Купола на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос, на п-ове Старицкого и некоторые другие находятся на разломах вдоль Тайгоносской островной дуги, которая развивалась на границе древнего континента от позднего палеозоя до готеривского века (Белый и др., 1989). В первом приближении мы видим здесь, скорее, очень протяженные зоны смятия. На их окраинно-континентальное положение первым в литературе обратил внимание Р.Б. Умитбаев (1977), который при этом считал, что это выходы древних зон Беньофа. При более детальном рассмотрении оказывается, что проявления наиболее сильного метаморфизма примыкают к сложным гранитоидным телам, в которых изверженные породы самых ранних фаз формирования обнаруживают характерные черты мезозональных плутонов. Выявляются реликты куполов, отчасти уничтоженных при последующих фазах интрузивного магматизма гипабиссального и субвулканического характера.

Купола размещаются в мезозойских островодужных комплексах, в них преобразуются и гипабиссальные плутонические породы, относящиеся к этим комплексам, местами, возможно, и породы их древнего основания. Интервал времени, к которому относится формирование куполов, здесь, как и в Чукотской системе, оценивается в пределах от конца юры до альба, до начала формирования вулканогенного пояса. Более отчетливо выражены предметаморфические проявления вулканизма. Куполообразование на краю континента - это в



принципе такое же геологическое явление, как и во внутрикратонической обстановке. Особенностью представляются мафиты и ультрамафиты. Таких пород практически нет во внутрикратонических куполах Чукотской складчатой системы (можно назвать лишь лампрофиры и меладиориты), здесь же они очень характерны и в вулканической, и в плутонической фации. Главная масса основных пород образовалась до проявления регионального метаморфизма, но в Золотом хребте, например, обнаружены и постметаморфические габбро и пироксениты.

Кроме того, соответственно различию петрографических провинций (Гельман, 1972), гранитоиды более натровые в куполах Тайгоносско-Танюерской складчатой системы (Некрасов, 1975) и более калиевые - Чукотской. Явления гранитизации в них относятся к разным ее типам по В.А. Жарикову (1987), различающимся по роли основного магматизма. Однако в целом позднемезозойское куполообразование как геологическое явление оказывается удивительно индифферентным по отношению к основному магматизму, к изменчивости состава трансмагматических флюидов, определяющей петрохимический тип гранитоидов. Гранито-метаморфические купола - типично коровые структуры.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ КУПОЛОВ. КУПОЛА ДЛИТЕЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Палеозойские и позднемезозойские гранитно-метаморфические купола и их история в основном подобны. Но между ними есть и глубокое геологическое различие: длительность палеозойского куполообразования более 250 млн лет, а позднемезозойского - всего около 30 млн лет. Интересно, что длительность формирования позднепротерозойских - раннепалеозойских куполов в Кокчетавской глыбе (северный Казахстан) по оценке Ф.А. Летникова (1975) превосходит 400 млн лет. Палеозойское куполообразование, по-видимому, относится к глобальному процессу разделения платформ и подвижных поясов, как этот процесс проходил в Северном полушарии (Хаин, Сеславинский, 1994). Позднемезозойское куполообразование тоже отражает глобальное усиление тектонической активности (Хаин, Сеславинский, 1994), но, по-видимому, это специфически тихоокеанское явление.

Позднемезозойские метаморфические купола Северо-Востока Сибири во многом, в том числе по краткости развития, схожи с меловыми и меловыми-палеогеновыми на Аляске и в Кордильерах. Отметим, например, что весь комплекс явлений при образовании купола Киглуайк (п-ов Сьюард, Аляска)

-от первых признаков глубинного высокотемпературного метаморфизма и анатексиса в утолщенной земной коре, образования плутонических пород в ядре купола и зонального метаморфизма амфиболитовой фации вокруг них до подъема купола, общего остывания и начала эрозии включительно - укладывается в интервал от 110 - 105 до 82 млн лет. Этот вывод Дж. Амато, Дж. Райта, Ф. Ганса и Э. Миллер (1994) основывается на подробном уран-свинцовом датировании цирконов из изверженных пород и мигматитов, монацитов - из метаморфических, на аргон-аргоновом датировании амфиболов и биотитов, на независимой оценке скорости адиабатического подъема плутона и окаймляющих его гнейсов, т.е. получен совсем иным методом, чем наше, в основном геологическое заключение. Результаты, однако, очень близки.

Рассмотрим, как меняются соотношения главных эпизодов в истории образования куполов и заключительного вулканизма. Среднепалеозойский вулканизм на Омолонском массиве не только наследует петрохимические черты синметаморфического плутонизма, но и связан геоструктурно с куполами, к началу вулканизма испытавшими уже поднятие и размыв. В позднемезозойской истории посткупольный вулканизм вследствие того, в частности, что картина латеральной петрографической зональности остается устойчивой в течение всей второй половины мезозоя, также показывает петрохимическое сходство с предшествующим плутонизмом. Но структурная его связь с доальбским куполообразованием почти утрачена. Еще меньше оснований искать структурную связь с куполами последующего в кайнозое (преимущественно в миоцене) рифтообразования (Песков, Мигович, 1980) в охотоморской акватории, на северном побережье Охотского моря, в верховьях р.Анадырь и на Чукотском п-ове. Но все же участки относительного поднятия в области рифтогенеза сложены обычно гранитами. И ядра деформированных куполов обнаруживают еще тенденцию к поднятию в кайнозое. В Кордильерах Северной Америки, напротив, позднемезозойское куполообразование длится и в начале кайнозоя, и этот процесс более тесно переплетается с началом рифтообразования; в связи с этим обсуждается причинная роль тектоники растяжения по отношению к росту кордильерских куполов (Сейферт, 1990; Metamorphism..., 1988). При дальнейшем исследовании этих интересных явлений надо учитывать, что структура куполов коровая, а природа рифтообразования - более глубинная и суперпозиция соответствующих процессов может быть различной.

В свете наметившихся различий кажутся очень интересными купола с длительной палеозойско-

мезозойской историей. На Северо-Востоке Сибири - это Восточно-Чукотский (Кооленский) и Тайгоносский; вероятно, им подобна и структура Срединного хребта Камчатки. Имея в виду как будто бы закономерное нахождение палеозойских деформированных гранитоидов в ядре мезозойских гнейсовых куполов Восточного Забайкалья (Комаров и др., 1989; Сеница, 1975; Скляр и др., 1994), можно предположить, что и это аналоги куполов длительного развития. На Северо-Востоке Сибири такие купола выделяются большими размерами (в плане - порядка 100 км), большой площадью выхода докембрийских кристаллических пород в ядре.

Структурно они различны. Ядро Восточно-Чукотского купола по периферии обрамляется зонами смятия палеозойских пород с крутым, по видимому, падением. Тайгоносский купол - после дискуссий о роли и масштабах обнаруженных надвигов - представляется грибообразной (или с формой опрокинутого конуса) структурой с корнем и с центростремительными надвигами по периферии. С надвигами и с возможными также крутопадающими разломами связаны зоны смятия, в том числе очень крупная Инчикская (Жуланова, 1990). Выжимание этого купола сопряжено с мантвийной эрозией нижней части коры, и Тайгоносский блок архейских пород выделяется среди всех прочих блоков докембрия на Северо-Востоке Сибири тем, что расположен в крупной положительной аномалии поля силы тяжести (Вашилов, 1977). Это явление должно быть связано с окраинным положением Тайгоносского купола в древнем континентальном блоке. В Восточно-Чукотском и Тайгоносском куполах различны также состав и структурная позиция плутонов и вулканитов.

Против того, что, казалось бы, можно ожидать, в этих крупнейших структурах мы не наблюдаем случайного сочетания (наложения) позднемезозойского куполообразования на палеозойское. Имеющиеся материалы, напротив, говорят о непрерывной длительной эволюции. Тенденция к поднятию прослеживается во всей известной истории Восточно-Чукотского (Кооленского) купола - от ордовика до мела, эпизоды регионального метаморфизма и сопряженный плутонизм относятся к девону и к мелу. Для Тайгоносского купола имеются свидетельства относительного воздымания в перми и в триасе. И.Л. Жуланова (1990) приводит доказательства того, что метаморфизм в Инчикской зоне смятия доаптский и послераннемезозойский. Таким образом, образование этой зоны может соответствовать главному эпизоду в истории позднемезозойских куполов. Далее размыв кристаллических пород из ядерной части купола происходит в середине альба

(Песков, Мигович, 1979), предшествуя образованию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изучение этих структур и их роли в строении Тихоокеанского подвижного пояса составляет специальную задачу.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белый В.Ф., Гельман М.Л., Паракецов К.В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. N 4. С. 62 - 78.

Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 1994. 59с.

Вашилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1977. С. 64 - 78.

Гафаров Р.А., Прозоров Ю.И. Строение фундамента Сибирской платформы и некоторые особенности становления его континентальной коры // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.321). С. 170 - 193.

Гельман М.Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р.Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961. С. 105 - 129.

Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. 1963. N 2. С. 127 - 133.

Гельман М.Л. Основные проблемы магматической геологии Северо-Востока СССР // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. М.: Наука, 1972. С. 180 - 184.

Гельман М.Л., Белый В.Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов западной Чукотки // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР; Вып.12). С. 150 - 166.

Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др. Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. С. 136 - 148.

Гельман М.Л., Сперанская И.М., Филиппов А.У. О влиянии гранитоидных интрузий на явления региональной пропилитизации охотских эффузивов // Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюз. вулканолог. совещан.) / Институт вулканологии СО

АН СССР. Петропавловск-Камчатский: ДВ Книжн. изд-во, 1964. С. 180 - 182.

Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о дорифейском кристаллическом комплексе Омолонского массива // *Метаморфические комплексы Востока СССР / ДВГИ ДВО АН СССР. Владивосток, 1973. С. 66 - 73.*

Геологическая карта Северо-Востока СССР, м-б 1 : 1 500 000 / под ред. М.Е.Городинского / Магадан, ГКП СВПГО, 1985.

Геология СССР. Т.30. Северо-Восток СССР. Кн.2 / Ред. И.Е. Дабкин. М.: Недра, 1970. 536 с.

Диксон Дж.М. Обрамленные гнейсовые купола // *Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 106 - 124.*

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // *Вестник МГУ. Сер.4, геол. 1987.- №6. С.3 - 14.*

Жуланова И.Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойд Северо-Востока СССР // *Геотектоника. 1987.- №1. С.78 - 92.*

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304с.

Зырянов В.Н., Волчкова Н.В. Образование магм повышенной щелочности // *Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С.70 - 98.*

Комаров Ю.В., Логачев Н.А., Жамсран М. Орогенная тектоника Монголии // *Геология и геофизика. 1989. №3. С.32 - 45.*

Левин Б.С. Структура метаморфического цоколя юга Омолонского массива // *Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1991. С.30 - 45.*

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // *Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.321). С.109 - 170.*

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 214 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.

Лутц Б.Г. Верхняя мантия и глубокая кора древних платформ и срединных массивов складчатых областей // *Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С.94 - 122.*

Лычагин П.П. Рифейские(?) базиты Омолонского массива // *Магматические и метамор-*

*фические комплексы Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1979. С. 27 - 38.*

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР) / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 1987. 44 с.

Магматические формации СССР. Т.2 / гл. ред. В.Л.Масайтис. Л.: Недра, 1979. 279 с.

Макарычев Г.И. Тектоника Тувино-Монгольского массива // *Бюлл. МОИП. Отдел геол.- 1993. Т.68, вып. 5. С. 36 - 48.*

Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // *Геотектоника. 1982. №1. С.74 - 85.*

Милов А.П. О расчленении позднемезозойских гранитоидов Чукотской складчатой системы // *Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Тез. докл. III регионального петрографического совещания по Северо-Востоку СССР / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1988. С. 49.*

Некрасов Г.Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива // *Магматизм Северо-Востока Азии. Ч.II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С.279 - 285.*

Орадовская М.М. Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива // *Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1974. С.137 - 160.*

Песков Е.Г., Мигович И.М. Структура и динамика зоны перехода от континента к океану в районе полуострова Тайгонос // *Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1979. С.81 - 91.*

Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на Северо-Востоке Азии // *Геология и геофизика. 1980. №2. С. 11 - 18.*

Показаньев В.П., Вялов А.Г., Пчелинцева Р.З. Вопросы металлогении Абкитского плутона // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.25. Магадан, 1980. С. 130 - 137.*

Полуботко И.В., Паракецов К.В., Репин Ю.С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР // *Там же. Вып. 23. Магадан, 1977. С.42 - 51.*

Рид Г.Г. Гранитные серии в подвижных поясах // *Земная кора. М.: ИЛ, 1957. С.423 - 446.*

Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // *Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1971. Т.46, вып.4.- С. 5 - 30.*

Сейферт К.К. Кордильерские метаморфические комплексы // Структурная геология и тектоника плит. Т.1. М.: Мир. 1990. С.273 - 291.

Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: состав, строение, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1974. С. 189 - 233.

Симаков К.В., Шевченко В.М. К характеристике палеозойских песчано-конгломератовых толщ Омолонского массива // Там же. С.175 - 179.

Симаков К.В., Шевченко В.М. Палеозойские магматические образования Омолонской глыбовой области // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С. 5 - 15.

Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 138 с.

Склярёв Е.В., Мазукебзов А.М., Донская Т.А. и др. Комплекс метаморфического ядра Заганского хребта (Забайкалье) // Докл. РАН. 1994. Т.339, N 1. С. 83 - 86.

Снятков Б.А., Снятков Л.А. Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т.3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 203 - 223.

Снятков Б.А., Снятков Л.А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. С. 45 - 60.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого Океана / под ред. М.С.Маркова, Ю.М.Пушаровского, С.М.Тильмана и др. М.: Наука, 1980. 285 с.

Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Объяснительная записка к геологической карте между речья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1 : 500 000 / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1984. 144с.

Трунилина В.А. Проявление гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита (северо-восток Якутии) // Геология и геофизика. 1972. N 7. С. 50 - 59.

Умитбаев Р.Б. Структурное положение и некоторые особенности гипербазитов Северного Приохотья // Геотектоника. 1977. N3. С. 78 - 85.

Усачев Н.А. О возрасте гранитоидов абкитского комплекса (Омолонский массив) // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1982. С. 38 - 39.

Фадеев А.П., Шпетный А.П. Особенности геологического строения и истории формирования

Анмандыканского щелочного плутона // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.24. Магадан, 1978. С.53 - 60.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклазово-обманковый барометр // Геохимия. 1990. N 3. С. 328 - 335.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, N 6. С. 40 - 63.

Шевченко В.М. К вопросу о природе гнейсов Омолонского массива (на примере Абкитского интрузива) // Геология и геофизика. 1967. N7. С.51 - 55.

Шевченко В.М. О метаморфических породах Хебикенджинского поднятия (Омолонский массив) / Метаморфические комплексы Востока СССР / ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973. С. 74 - 80.

Шевченко В.М. Состав и объем абкитского гранитоидного комплекса на Омолонском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.22. Магадан, 1975. С. 49 - 61.

Шевченко В.М. Магматические формации и связь с ними оруденения в бассейне Рассохи (Омолонский массив) // Там же. Вып.24. Магадан, 1978. С.45 - 52.

Шевченко В.М. К вопросу о полигенной и полифазальной природе метаморфизма докембрийских толщ на Омолонском массиве // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1979. С. 51 - 55.

Шевченко В.М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива: Автореф. канд. дис. Владивосток. 1984. 19с.

Шевченко В.М. К вопросу о раннепалеозойском возрасте анмандыканского и абкитского комплексов на юге Омолонского массива // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50 / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1988. С. 34 - 35.

Шевченко В.М. Докембрийские магматические образования на Омолонском массиве // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование / СВКНИИ ДВО АН СССР. Магадан, 1991. С. 45 - 70.

Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойского Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С. 5 - 15.

Юргенсон Б.П. Исходный состав и эпигенетические преобразования метаморфических толщ Чешского массива как факторы рудоносности // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1993. Т.68, вып.4. С. 127.

Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska / Tectonics. 1994. V.13, No 2. P. 515 - 527.

Criss R.E., Taylor H.P. An 18O/16O and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern

half of the Idaho Batholith // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983.-V. 94, No 5.P.640 - 663.

Metamorphism and crustal evolution of the western United States / W.G.Ernst, ed. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall. 1988. 1153 p.

Read H.H. A contemplation of time in plutonism // Geol. Soc. London Quart. J. 1949. V. 105, Pt 1, No 417. P. 101 - 156.

*M.L. Gelman*

**PHANEROZOIC GRANITIC AND METAMORPHIC DOMES IN NORTHEASTERN SIBERIA.  
PART 1. GEOLOGIC HISTORY OF PALEOZOIC AND MESOZOIC DOMES**

Plutonism, volcanism, metamorphism, metasomatism and formation history of the Phanerozoic granitic-metamorphic domes of Northeastern Siberia are described. Paleozoic domes are similar to those of the Northern hemisphere. Mesozoic domes are specific and they are typical only of the Circum-Pacific region.

**ДОАККРЕЦИОННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА  
РОССИИ****А.А.Сидоров***Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН 685000, Магадан,  
Портовая, 16*

Доаккреционные оруденение сравнительно хорошо выражено в пределах тектоно-стратиграфических террейнов следующих типов: кратонных, островодужных, океанической коры. Аккреционные и постаккреционные рудные формации развивались в пределах этих террейнов отчетливо унаследовано, образуя с доаккреционными формациями единые рудные комплексы. Доаккреционное оруденение террейнов пассивной континентальной окраины довольно часто не выражены в виде промышленных месторождений. Однако, судя по аккреционным и постаккреционным формациям и по элементам вещественного родства этих месторождений с вещественным составом доаккреционных нередко большеобъемных зон рассеянной сульфидизации, последние являлись источниками рудного вещества в пределах этих террейнов. Именно с этими зонами связаны золотые, золото-серебряные, оловянные, олово-вольфрамовые и урановые месторождения. В пределах террейнов океанической коры и островных дуг преимущественным развитием обладали месторождения медно-молибден-порфиоровые, колчеданные, хромитовые и платинометалльные.

В регионе выделяются следующие доаккреционные рудные формации: 1) магматические хромитовая, хромитовая и платинометалльная, платинометалльная; 2) гидротермально-осадочные стратиформные и стратифицированные железорудные, колчеданные полиметаллические, сульфидные вкрапленных руд, медные, вольфрамовые и марганцевые; 3) порфиоровые и жильные гидротермальные медно-молибденовые, золото-серебряные, серебряные, скарновые свинцово-цинковые и оловянные (таблица, рис.).

Рудные формации первой группы приурочены к офиолитовым и островодужным террейнам, а также к террейнам океанической коры и гайотам, сформировавшимся в палеозое и позднем мезозое. Месторождения и рудопроявления связаны с тектонизированными ультрамафитовыми и мафит-ультрамафитовыми комплексами. В Алучинском офиолитовом террейне в линейных массивах дунитов и гарцбургитов расположено месторождение хромитовых залежей Теленеут и ряд неразведанных рудопроявлений. В пределах некоторых рудопроявлений отмечены также гнезда рассеянных железомедно-никелевых сульфидов, а в аллювии водотоков, размывающих эти рудопроявления, обнаружены минералы платиновой группы и золото. Аналогичные месторождения и рудопроявления более широко развиты в Западно-Камчатско-Коряжской и Восточно-Камчатско-Олюторской группах террейнов. Здесь известны Таловское, Тихореченское, Усть-Бельское, Чиринайское, Снежное и другие

хромитовые и платинометалльные месторождения. Эти месторождения приурочены к аллохтонам палеозойских офиолитов (Куюльский район), к тектоническим блокам девонских и нижнекарбонных спилитов, туфов основных пород, алевритов, песчаников, кремнистых сланцев и известняков (Усть-Бельский район), к верхнеюрским и нижнемеловым осадочным и вулканогенным толщам (Пекульнейский район), к палеозойским, среднеюрским до нижнемеловых кремнистых сланцев, флишоидным и вулканическим породам (Тамватней-Майницкая зона), к верхнемеловым вулканогенно-осадочным породам (Олюторская зона). Рудные залежи приурочены к дунитам, перидотитам, лерцолитам, гарцбургитам и пироксенитам, реже к клинопироксенитам и габбро, формы залегания которых (равно, как и взаимоотношения с вмещающими их толщами) не всегда ясны. Только в пределах Олюторской зоны отмечены сравнительно четкие интрузивные контакты мафит-ультрамафитовых плутонов с верхнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами. Хромиты и хромшпинелиды обычно ассоциируют с платинометалльными минералами и самородным золотом в дунитах, перидотитах и других ультрамафитах. Золото-платинометалльная минерализация отмечена также в серпентенитах и родингитах, а в карбонатных брекчиях обнаружены медно-цинк-кобальт-серебряные сульфиды. Из платинометалльных ассоциаций доминируют осмиевые, иридиевые, рутениевые, палладиевые и платиновые акцессорные минералы (Усть-Бельский

## Металлогенические зоны и рудные районы Северо-Востока России

Доаккреционные металлогенические зоны и рудные районы (тип террейна)	Базовые рудные формации доаккрец. этапа	Сателлитные рудные формации разных этапов в скобках - прогнозные	Примеры месторождений рудноформационных рядов
1	2	3	4
Алучинская (океанич.)	Хромитовая и платиномет.	Не выявлены (золото-теллуридные)	Теленеут (Cr, Pt, Au) (Чукотка)
Куюльская (океанич.)	Хромитовая и платиномет.	(золото-серебро-теллуридные)	Таловское, Тихореченское (Cr, Pt, Au) (Корякия)
Усть-Бельский (океанич.)	Хромитовая и платиномет.	(золото-анальцимовая)	Усть-Бельское (Cr, Os, Ir, Ru, Pt) (Корякия)
Пекульнейский (океанич.)	Хромитовая и платиномет.	(золото-теллуридная)	Мелкие рудопоявления
Майницкая (островодуж.)	Хромитовая и платиномет., колчеданная (Cu, Zn, Ag)	Вольфрам-ртутная, полиметаллическая сульфидная (золото-теллуридная)	Чиринай, Красная гора (Cr, Pt, Os, Ir) Тамватней (W, Hg) (Корякия)
Ватынский (островодуж.)	Хромитовая и платиномет.	Титан-магнетитовая (медно-никелевые, золото-теллуридная)	Снежное (Cr, Os) (Камчатка)
Дегдеканский (пассивной континентальной окраины)	Золото-пиритовая вкрапленных руд в пермских турбидитах	Золото-кварцевая, олово-серебро-порфировая	Дегдекан, Токичан (Au) (типичные для колымских россыпных районов), Тигрец-Индустрия (Sn, Ag, Pb, Zn)
Центрально-Колымский (пассивной континентальной окраины)	Зоны сульфидизации в юрских и триасовых турбидитах	Золото-кварцевая, касситерит-силикатно-сульфидная	Штурмовское, Мальдьяк (Au), Куранах-Сала (Sn), Чай-Юрья (Au)
Ичувеем-Кевеемский (пассивной континентальной окраины)	Сульфидная вкрапленных руд в триасовых флишоидных толщах	Золото-сульфидная (базовая), касситерит-силикатно-сульфидная, урановая, золото-редкометалльная, кварцевая, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная	Майское (Au), Промежуточное (Au, Ag), С.Рудная (Au, Sb), Этчикунь (Au, Bi), Ср. Ичувеем (Au), Кукеней (Sn, Ag, U, Cu, Pb), Палянское (Hg) (типичные для перивулканической зоны)
Урультунская (пассивной континентальной окраины)	Вольфрамовая (шеелитовая) стратиформная и колчеданная (Cu, Pb, Zn) в ордовикских терригенно-карбонатных толщах	Полиметаллическая сульфидная, касситерит-силикатно-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, сурьмяная	Омулевка (W), Весновка (Cu, Pb, Zn), Дарпир (Sn), Тунгусское (Au, Sb) (Колыма)

1	2	3	4
Сударская (пассивной континентальной окраины)	Колчеданная (Cu, Pb, Zn) и сульфидная (Sn) в ордовикских терригенно-карбонатных толщах, марганцевая в верхнепермских терригенно-карбонатных толщах	Полиметаллическая сульфидная, оловоносных скарнов, золото-серебряная, баритовая флюоритовая, ртутная. (Золото-сульфидная)	Урультун (Pb, Zn), Террасное (Pb, Zn, Cu, Ag) Батьковское (Cu), Большой Каньон (Sn), Лыглытах (Mn), Призовое (Ba), Учатское (Hg) (Колыма)
Рассошинский (океанической коры)	Колчеданная (Cu, Zn, Ag) в ордовикских вулканогенно-осадочных толщах	Полиметаллическая сульфидная. (Золото-серебряная)	Агиндинское (Cu) (Колыма)
Шаманихинский (пассивной континентальной окраины)	Железородная (Fe, Ti, Zr) в позднепротерозойских терригенно-карбонатных толщах	(Золото-кварцевая)	Победа (Fe), Глухариное (Au) (Колыма)
Коркодонская (пассивной континентальной окраины)	Колчеданная (Pb, Zn) в среднедевонских терригенно-карбонатных толщах	Полиметаллическая сульфидная, золото-серебряная	Горное (Pb, Zn), Роговик (Au, Ag) (Колыма)
Березовский (пассивной континентальной окраины)	Колчеданная (?) в девонских и пермских турбидитовых толщах	Полиметаллическая сульфидная	Березовское (Pb, Zn, Ag, Au) (Колыма)
Омолонский (кратонный)	Железистых кварцитов в архейских толщах. Медно-молибден-порфировая	Железородная скарновая, Золото-сульфидно-кварц., золото-серебряная	Скарновое (Fe) Вечернее (Cu, Mo), Седой (Au, Ag, Co, Bi), Кубака, Ольча (Au, Ag) (Колыма)
Олойская (островодуж.)	Медно-молибден-порфировая в позднеюрских гранитоидах	Полиметаллическая сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная	Песчанка (Cu, Mo), Иннах (Pb, Zn, Cu, Au), Весеннее (Au, Ag) (Чукотка)

и Тамватнейский районы). В хромшпинелидах месторождения Снежного отмечены изоферроплатина, сперилит, тетраферроплатина, самородный осмий и сульфиды (Кутыев и др., 1991).

Сателлитные рудные формации хромитовых и платинометалльных рудноформационных рядов изучены слабо. С этими рядами мы связываем Тамватнейское вольфрамово-ртутное месторождение в зонах листвинитизации, развившихся по контактам осадочных пород с массивами ультрамафитов и мафитов. Для месторождения характерны крупномасштабные гидротермальные изменения серпентинитов и осадочных пород. В составе руд отмечены

различные минеральные ассоциации: от реликтовых ильменит-никелин-пентландитовых до типично гидротермальных вольфрамит-шеелит-арсенопиритовых и киноварь-марказитовых. Кроме выше упомянутой сульфидной минерализации в карбонатных брекчиях, к рассматриваемым рядам следует отнести золото-анальцимовые и некоторые золото-теллуридные рудопроявления Камчатки. Хромитовые и платинометалльные ряды тесно ассоциируют в некоторых тихоокеанских регионах с колчеданными (кипрского типа) и медно-порфировыми рядами. Сателлитные жильные рудные формации



всех этих рядов подобны и даже конвергентны, что затрудняет их расчленение.

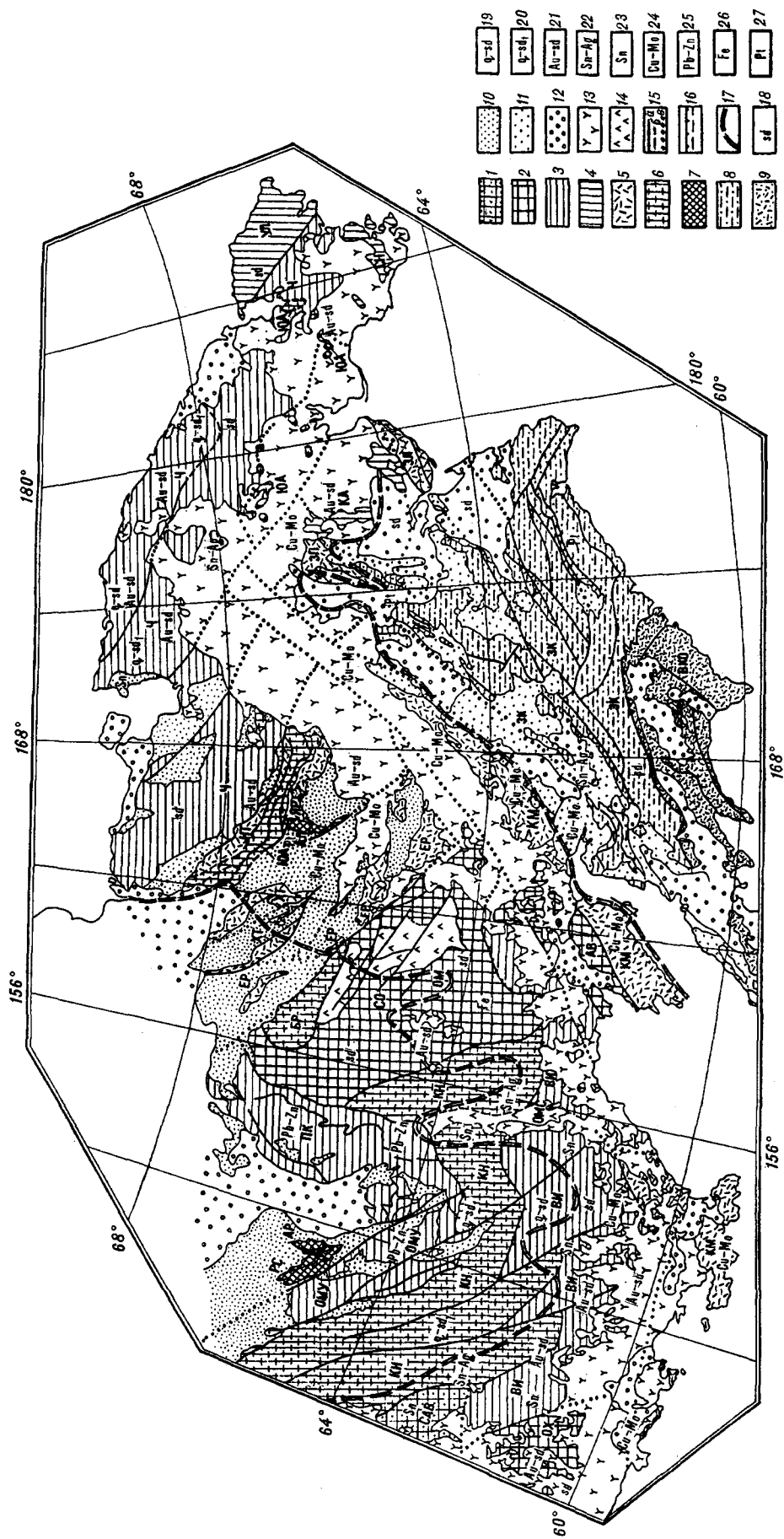
Вторая группа доаккреционных рудных формаций более разнообразна. Наиболее распространенными и наименее изученными представляются в этой группе рудные формации золото-пиритовых (пирротиновых) вкрапленных руд. Они отлагались первоначально как гидротермально-осадочные образования в пермских, триасовых и юрских песчано-глинистых толщах верхоянского комплекса. Отложение слабозолотоносных вкрапленных руд проходило в условиях турбидитных бассейнов при формировании пассивных континентальных окраин. Локальное обогащение руд связано с региональным регрессивным метаморфизмом, сопровождающимся образованием большого количества кварцевых жил альпийского типа, в коллизионные и аккреционные этапы развития региона. Одновременно в зонах более высоких ступеней метаморфизма происходила локальная концентрация олова, вольфрама, серебра, урана и других элементов со сравнительно высоким энергетическим уровнем мобилизации-концентрации. Как показывают результаты исследования докембрийских полихронных месторождений (Roberts and Hudson, 1983) сингенетичное обогащение рудогенными элементами осадочных и вулканогенно-осадочных толщ зависит не только от эндогенного флюида, но и от металлоносности областей сноса в период осадконакопления. И, может быть, наибольшее значение для мобилизации металлов имеет форма нахождения рудного вещества в породах. Золотоносные сульфиды различного генезиса, рассеянные в песчано-глинистых толщах верхоянского комплекса, представляют оптимальный материал для мобилизации золота и его концентрации в кварцевых жилах при регрессивном метаморфизме. Это хорошо подтверждается многочисленными наблюдениями тесных пространственных связей месторождений золото-кварцевой формации с зонами золотоносной пиритизации. Эти связи хорошо просматриваются в районе Дегдеканского месторождения, где вкрапленные руды в пермских черносланцевых толщах верхоянского комплекса представлены зонами золотоносной пиритизации. В сравнительно крупных кристаллах пирита (до 0,5-1 см) отмечены микроассоциации кварца, галенита, блеклых руд и золота. Более поздние золото-кварцевые жилы, развивавшиеся в пределах этих зон, кроме перечисленных минералов содержат значительное количество арсенопирита. Подобные же соотношения зон пиритизации (пирротинизации) с золото-кварцевыми жилами наблюдаются в триасовых и юрских черносланцевых толщах верхоянского комплекса чукотских и колымских террейнов пассивных континентальных окраин и турбидитных

бассейнов. Эти террейны удивительно бедны доаккреционными месторождениями в промышленном их понимании, хотя в пределах очень крупных обычно приразломных зон гидротермально-осадочной пиритизации в аккреционные и постаккреционные этапы развития здесь образовались многочисленные месторождения золото-сульфидных, золото-кварцевых и касситерит-кварцевых, вольфрамит-кварцевых, касситерит-силикатно-сульфидных, а также урановых рудных формаций. Однако и сами зоны тонкой и рассеянной пиритизации следует рассматривать в качестве комплексных месторождений будущего, фрагменты которых представляют промышленный интерес в настоящее время только на золото.

Стратифицированные вольфрамовые и колчеданные медно-свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления развиты в Урультунской металлогенической зоне на севере Омудевского террейна пассивной континентальной окраины. Вольфрамовое оруденение приурочено к флишевым толщам среднего ордовика, представленного углеродисто-глинистыми и известковистыми сланцами, а также известковистыми песчаниками. Породы дислоцированы и метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

Колчеданные медно-свинцово-цинковые месторождения приурочены к нижне-среднеордовикским граптолитовым известковистым сланцам и песчаникам, а также к известнякам. Локальные прослои туфов в этих толщах (Булгакова, 1986) показывают, что развитие ранне- и среднеордовикского окраинно-континентального бассейна сопровождалось образованием вулканических островных дуг.

В Сударской металлогенической зоне распространены колчеданные свинцово-цинковые (месторождение Урультун) и вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения (месторождение Лыглыхтах и др.). Здесь также отмечены рудопроявления меденосных базальтов, баритоносные залежи и месторождения ртути в карбонатных толщах. Месторождения и рудопроявления расположены в палеозойских рифтовых отложениях Омудевского террейна пассивной континентальной окраины. Вмещающие породы представлены измененными доломитами, развивавшимися по шельфовым карбонатным породам. Оруденение и вмещающие толщи перекрыты более глубоководными глинистыми и глинисто-углеродистыми толщами. Стратиформные меденосные базальты (месторождение Батьковское) связаны с рифтогенными трахибазальтами, изливавшимися в мелководных субмаринных условиях. Стратиформные вулканогенно-осадочные месторождения марганца и баритовые залежи приурочены к складчатым толщам нижнего карбона, а также к верхнепермским глинисто-кремнистым



сланцам и кремнисто-карбонатным толщам, переслаивающимся с туфами и диабазами. Марганцевые месторождения нередко представлены родохрозитовыми залежами. Глубоководные субмаринные осадочные породы и вулканиты основного состава интерпретируются либо как аллохтонные блоки океанической коры, либо как осадочные и вулканогенные толщи окраинно-континентального рифта. Ртугоносные карбонатные толщи, характерные для металлогенической зоны, сформировались, по всей вероятности, в позднепалеозойском термальном артезианском палеобассейне в пределах потенциально нефтеносных районов. Все эти рудные формации представляют единый ряд, базовыми формациями которого представляются колчеданные вулканогенно-осадочные рифтогенные месторождения и рудопроявления раннего и среднего карбона.

Судя по месторождениям и рудопроявлениям Рассошинского рудного района, подобные же базовые рудные формации развивались и в одноименном террейне океанической коры. Здесь также отмечены меденосные базальты, развиты жильные свинцовые и цинковые месторождения и рудопроявления. Вмещающие толщи представлены средне- и позднеордовикскими толщами, содержащими калиевые трахибазальты, трахиандезиты, базальты и трахиты, переслаиваемые туфами, окремненными сланцами, красноцветными песчаниками, конгломератами и серыми известняками, а также

гипабиссальными шошонитовыми телами. Эти породы интерпретируются как фрагменты островодужного шошонитового комплекса. Медные сульфидные месторождения приурочены к субмаринным лавовым покровам, субвулканическим порфировым интрузивам и мелководным песчаникам.

Аргатасская металлогеническая зона, сложенная верхнеюрскими базальт-риолитовыми пачками, переслаивающимися с алевролитами, туфами и вулканокластическими песчаниками, по некоторым рудопроявлениям (с баритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом) и характеру рудовмещающих толщ подобна островодужной зеленотуфовой формации Японии.

Шаманихинский рудный район сложен среднепротерозойскими кластическими осадочными породами, главным образом, песчаниками и алевролитами, метаморфизованными до зеленосланцевой фации. Медно-сульфидное месторождение (Ороек) представлено борнитовыми вкрапленными рудами в песчаниках и алевролитах, метаморфизованных до филлитов, эпидот-хлоритовых сланцев и кварцитов. Железорудные месторождения приурочены к позднепротерозойским толщам. Месторождение Победа представлено погребенной корой выветривания с циркон-титан-магнетитовыми россыпями. Железорудные месторождения в доломитах интерпретируются как образования, сформировавшиеся в результате метаморфизма и переотложения железа из

#### Металлогеническая схема Северо-Востока России

1 - Северо-Азиатский кратон, Верхоянский миогеосинклинальный пояс (СAB); 2-7 - террейны, аккрецированные к Северо-Азиатскому кратону перед образованием Охотско-Чукотского позднемезозойского вулканогенного пояса: 2 - кратонные террейны с относительно поднятым гранитизированным архейским фундаментом и вулканогенно-осадочным чехлом (рифей-ранний мезозой АВ - Авековский, ОМ - Омолонский, ОХ - Охотский), 3 - террейны пассивной континентальной окраины с погруженным и раздробленным докембрийским фундаментом, включающие отложения шельфа, континентального склона и его подножья (ВИ - Вилигинский, ОМУ - Омудевский, ПК - Приколымский, Ч - Чукотский), 4 - террейны перемещенной континентальной окраины (КА - Канчаланский, СН - Сенявинский, УЛ - Уэленский), 5 - островодужные террейны и террейны окраинно-континентальных магматических дуг (ЕР - Еропольский, ЗЛ - Златогорский, ЗП - Западно-Пекульнейский, КМ - Кони-Мургальский, НТ - Нутесынский, ХТ - Хетачинский, ЯР - Яраковаамский), 6 - террейны турбидитных бассейнов с редуцированной континентальной корой (БР - Березовский, КН - Куларо-Нерский, ЮА - Южно-Анхойский), 7 - террейны океанической коры и (или) офиолитовые (АЛ - Алучинский, АР - Аргатасский, РС - Рассошинский); 8-9 - террейны, аккрецированные во время формирования Охотско-Чукотского пояса и позднее (с фундаментом океанической коры палеозойского и мезозойского возраста): 8 - Западно-Камчатско-Корякская группа террейнов (ЗК), 9 - Восточно-Камчатско-Олюторская группа террейнов (ВКО); 10-12 - кроющие аккреционные и послееккреционные вулканические и осадочные накопления: 10 - верхнеюрские и нижнемеловые (доальбские), 11 - верхнемеловые и палеогеновые, 12 - неогеновые и неоген-четвертичные; 13 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (преимущественно апт-альбские вулканиты); 14 - позднеюрские-раннемеловые континентальные рифты (ОМС - Омсукчанский, СО - Средне-Омолонский); 15 - разломы: а) установленные, б) предполагаемые, в) вскрытые под кроющими отложениями; 16 - надвиги; 17 - границы Северо-Восточно-Азиатского постаккреционного металлогенического пояса; 18-27 - рудноформационные ряды, поименованные по базовым рудным формациям (см. таблицу): 18 - сульфидный вкрапленных руд нерасчлененный с доаккреционными зонами сульфидизации (sd), 19 - кварц-сульфидный вкрапленных руд преимущественно золотой специализации с доаккреционными зонами пиритизации (g-sd), 20 - кварц-сульфидный оловянной и вольфрамовой специализации с доаккреционными зонами сульфидизации (q-sd), 21 - золото-сульфидный вкрапленных руд (Au-sd), 22 - сопряженные серебро-сульфидный и олово-порфировый (Sn-Ag), 23 - олово-серебро-порфировый (Sn), 24 - медно-молибден-порфировый (Cu-Mo), 25 - свинцово-цинковый стратиформный с доаккреционной базовой формацией (Pb-Zn), 26 - железорудный с доаккреционной базовой формацией (Fe), 27 - хромитовый и платанометалльный акцессорно-магматические (Pt).

упомянутых выше кор выветривания. Вмещающие породы толщи сильно дислоцированы и залегают совместно с девонскими толщами в аллохтонных покровах.

Коркодонская металлогеническая зона расположена в восточной части Приколымского террейна пассивной континентальной окраины. Свинцово-цинковые стратиформные месторождения (Слезовка, Горное) приурочены к толщам живетского яруса и вмещаются доломитами и доломитизированными известняками. Рудоотложение проходило в условиях известковых рифтов, формировавшихся на континентальном шельфе. Источник рудообразующего флюида связывается с ранне- и среднекарбонным рифтогенезом.

Березовский рудный район расположен в верхнедевонских и верхнепермских турбидитовых толщах. Многочисленные жильные и жильно-вкрапленные золото- и сереброносные свинцово-цинковые месторождения приурочены к толщам франкского и фаменского ярусов, которая сложена туфогенными песчаниками и аргиллитами, а также риолитовыми и базальтовыми покровами. Полиметаллические жильные месторождения интерпретируются как образования, связанные с позднемезозойским магматизмом, в течение которого были регенерированы (ремобилизованы) гидротермально-осадочные свинцово-цинковые месторождения (Давыдов и др., 1988). Потенциальная возможность обнаружения базовых колчеданных месторождений подтверждается распространением в районе контрастных базальт-риолитовых девонских толщ Березовского террейна турбидитных бассейнов (Дылевский, 1992).

Омолонский рудный район расположен в архейских метаморфических породах одноименного кратонного террейна. Наиболее изученное Верхнеомолонское месторождение состоит из богатых магнетитом кварцитов метасоматического происхождения, которые переслаиваются с кристаллическими сланцами, амфиболитами и плагиогнейсами. Вмещающие породы интенсивно гранитизированы.

Пекульнейская металлогеническая зона связана с островодужными и океаническими верхнеюрскими и нижнемеловыми базальтами, с которыми связано месторождение самородной меди Скалистое. Самородная медь ассоциируется с пумпеллит-кварц-карбонатными и эпидот-карбонатными толщами.

В аналогичной по своей природе Майницкой металлогенической зоне выявлено колчеданное (кипрского типа) месторождение Угрюмое с массивными пиритовыми и халькопирит-пирит-кварцевыми рудами (Опарин и Суженцов, 1988).

Ватынская металлогеническая зона расположена в породах океанической коры и офиолитовых толщ верхнего карбона - нижней юры Олоторско-Камчатского островодужного террейна, а также в турбидитах и в породах аккрецированного террейна океанического клина. Марганцевое месторождение Ичайваам и другие рудопроявления расположены в толщах валанжинских и кампанских кремнистых сланцев и базальтов. Залежи браунитов отмечены в основном в толщах Олоторско-Камчатского террейна, а железо- и марганецсодержащие коры залегают на поверхности базальтовых покровов аккрецированного террейна океанического клина. Вулканоогенно-осадочные марганцевые месторождения интерпретируются как образования глубоководных окраинных морей или океанического бассейна в условиях субмаринных базальтовых извержений. Затем месторождения были метаморфизованы и частично регенерированы в секущие жилы (Колясников и Кулиш, 1988).

Рудные формации третьей группы связаны с комплексами среднепалеозойских плутонических и вулканических пород Омолонского кратона, а также с вулкано-плутоническими ассоциациями верхнеюрской Ясачинской субдукционной и Олойской вулкано-плутонической островодужной зон.

Кедонский рудный район сложен ранне- и среднепалеозойскими гранитами, риолитами, кремнистыми туфами и осадочными толщами Омолонского кратонного террейна. Железорудные скарновые месторождения (Скарновое и другие) приурочены к раннепалеозойским гранитам, интрузирующим архейскую формацию железистых кварцитов, которая была источником рудного вещества для железо-скарновых, золотых и золото-серебряных месторождений. Порфиоровые медно-молибденовые месторождения (Вечернее и другие) связаны с среднепалеозойскими калиевыми гранитами и субвулканическими риолитами. Эпитермальные золото-серебряные месторождения (Кубака, Ольча, Зет, Туманное, Обыкновенное, Елочка) приурочены к субэвральным экструзивным породам кислого состава и их субвулканическим аналогам, а также к среднедевонским-нижнекарбонным туфовым толщам. Некоторые эпитермальные рудопроявления отмечены в нижнепалеозойских сиенитах. Жильные месторождения рудного района интерпретируются как образования окраинно-континентальной магматической дуги, природа которой недостаточно ясна.

Ясачинская металлогеническая зона характеризуется свинцово-цинковыми и оловоносными скарнами, а также медно-сереброносными жильными месторождениями. Скарны и ассоциирующиеся с

ними медно-сереброносные кварцевые жилы связаны с позднерурскими гранитоидами Уяндино-Ясачнинского вулcano-плутонического пояса. Месторождения скарновых формаций (Террасовое, Кунарево, Большой Каньон) залегают преимущественно в палеозойских карбонатных породах Омuleвского террейна пассивной континентальной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна.

В Олойской металлогенической зоне известно большое количество медно-молибден-порфировых (Песчанка, Дальнее, Иннах, Аскет) и эпитеpмальных золото-серебряных (Весеннее, Клен) месторождений. Все они связаны с магматическими породами вулcano-плутонического островодужного пояса. Порфировые месторождения расположены в штоках и небольших телах габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Городинский и др., 1978). Эпитеpмальные золото-серебряные месторождения и золотоносные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы полиметаллических месторождений расположены по периферии порфировых месторождений и в ряде случаев могут рассматриваться как непорфировые руды последних. Возраст оруденения по данным В.В.Гулевича (1974) - позднерурский. Калий-аргоновые датировки вмещающих интрузивов показывают ранний мел; некоторые месторождения залегают в нижнемеловых осадочно-вулканогенных породах. Однако наиболее молодые порфировые и эпитеpмальные жильные месторождения, по всей вероятности, связаны с регенерацией оруденения в течение постаккреционного магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Руды порфировых месторождений характеризуются широким развитием магнетита, кобальтоносных и платинометаллических минералов, отражающих океаническую природу Алучинского террейна.

Интересно отметить, что доаккреционные жильные рудные формации домеловых островодужных террейнов, а также Омолонского кратонного террейна подобны (конвергентны) постаккреционным рудным формациям региона. Однако причины этого подобия связаны, по-видимому, с близкими физико-химическими условиями вулканогенного рудообразования, а не с родственными источниками рудного вещества.

Таким образом, доаккреционные рудные формации сравнительно хорошо выражены в пределах тектоно-стратиграфических террейнов следующих типов: кратонных, островодужных, океанической коры (см.рис.). Аккреционные и постаккреционные рудные формации развивались в пределах этих террейнов отчетливо унаследовано, образуя с доаккреционными рудными формациями единые рудноформационные ряды. Доаккреционные

рудные формации террейнов пассивной континентальной окраины, включая отложения шельфа, континентального склона и его подножья, а также турбидитных бассейнов обычно не выражены в виде промышленных месторождений. Однако, судя по аккреционным и постаккреционным рудным формациям и по элементам вещественного родства месторождений этих формаций с вещественным составом доаккреционных нередко большеобъемных зон сульфидизации, последние являлись источниками рудного вещества в пределах этих террейнов. Они представляют важнейшие рудные формации пассивных континентальных окраин. Несмотря на гигантские размеры (десятки и даже сотни километров по протяженности, шириной до десятков километров и по мощности, равной мощностям черносланцевых толщ верхоянского комплекса), эти зоны сульфидизации не закартированы и крайне фрагментарно изучены только в пределах крупнейших золоторудных месторождений Нежданнинского, Наталкинского, Майского и некоторых других. Вещественный состав зон сульфидизации, в особенности состав рудогенных элементов-примесей в тонкорассеянных сульфидах есть основания связывать преимущественно с регенерированными (реювенированными) рудными формациями докембрийского фундамента, хотя области сноса при осадконакоплении, местные особенности рифтогенеза и литологический состав вмещающих толщ вносили свои металлогенические коррективы.

Золотоносные районы колымских и чукотских террейнов пассивных континентальных окраин, весьма бедных в отношении других рудных месторождений, можно полагать развившимися на докембрийском фундаменте с преимущественно железисто-кварцевой формацией, так как железистые кварциты чрезвычайно бедны примесями цветных металлов (Плаксенко и Щеголев, 1977), но нередко характеризуются повышенной золотоносностью (Boyle, 1979). Именно в этих районах с многочисленными золото-кварцевыми жилами образовались уникальные месторождения россыпного высокопробного золота. Рудные районы с крупными золотыми, золото-серебряными, серебряными, оловянными, олово-вольфрамовыми и урановыми месторождениями развивались, по всей вероятности, на докембрийском фундаменте с уранометаллическими рудными формациями (Сидоров, 1992).

В пределах террейнов океанической коры и островных дуг преимущественным развитием обладали месторождения медно-молибден-порфировых, колчеданных, хромитовых и платинометаллических рудноформационных рядов.

## ЛИТЕРАТУРА

Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений на Северо-Востоке СССР. М., Наука, 1986. 175 с.

Городинский М.Е., Гулевич В.В., Титов В.А. Медные месторождения Северо-Востока СССР// Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Выпуск 24. Магадан, 1978. С.151-158.

Гулевич В.В. Субвулканические тела и оруденение в бассейне р.Баймки//Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып.21. Магадан, 1974. С.108-116.

Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е. Стратиформное оруденение Якутии// Тр. Якутского филиала АН СССР. Якутск, 1988. С.5-24.

Дылевский Е.Ф. Магматизм Сиверского поднятия (Северо-Восток СССР)//Тихоокеанская геология. 1992. N2. С.95-105.

Колясников Ю.А., Кулиш Л.И. Метаморфогенные марганцевые образования в вулканогенно-осадочных породах Анадырско-Коряжской складчатой системы//Метаморфогенное рудообразование низких ступеней метаморфизма в фанерозойских складчатых областях. Наукова думка. Киев, 1988. С.185-193.

Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семенов В.Л. Новые данные о платиноидах в расслоенных ультрамафитовых массивах южной части Коряжского нагорья//ДАН. 1991. Т.317. N6. С.1458-1461.

Опарин М.И., Суженцов В.С. Проявления медно-колчеданного оруденения в Майницкой зоне Коряжского нагорья. Тезисы докл//Металлогения вулcano-тектонических структур. Хабаровск, 1988. С.136-137.

Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА// Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского университета. Воронеж, 1977. С.3-25.

Сидоров А.А. Эволюционно-исторические аспекты рудообразования//Вестник РАН. N8, 1992. С.91-1-3.

Boyle R.M. The Geochemistry of Gold and its Deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element)//Minister of Supply and Services Canada, 1979. P.584.

Roberts D.E., Hudson G.R.T. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia//Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N5. P.799-822.

*A.A.Sidorov*

### PRE-ACCRETION ORE FORMATIONS OF NORTHEASTERN RUSSIA

Pre-accretion mineralization is rather well displayed within cratonic, island-arc, oceanic crust types of the tectono-stratigraphic terranes. Accretion and post-accretion ore formations developed within these terranes forming united ore assemblages with pre-accretion deposits. Pre-accretion mineralization of the passive continental margin terranes is not often regarded as payable one. But these deposits were the source of the ore matter within these terranes. Gold, gold-silver, tin, tin-tungsten and uranium ore deposits are connected with these zones. Molibdenum-porphry-copper, pyrite, chromite and platinum-metal deposits are predominant within the oceanic crust and island arc terranes.

## MARINE BOREAL UPPER TRIASSIC

Yu.M.Bychkov

*North-East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,  
16 Portovaya St., Magadan 685000, Russia*

Marine Upper Triassic rocks of the Boreal realm occur along the coasts and on islands of the Arctic Ocean. They represented mostly terrigenous dark colored sediments with relatively monotonous faunas. 7 provinces are distinguished on the basis of a type and completeness of a succession, lithological peculiarities, and presence of any endemic or Tethyan elements among faunas, namely: Yakutian, Anyui, Far East, North Alaskan, Liard, Ellesmerian, and Spitsbergen. Some data about transgressions and regressions in the Upper Triassic succession are given in the paper.

Marine Upper Triassic rocks of the Boreal realm occur along the coasts and on islands of the Arctic Ocean from Spitsbergen Archipelago and Bear Island through Northern Central and East Siberia, Northern Alaska and Yukon to Canadian Arctic Archipelago. There are two offshoots southward: first - in eastern Asia down to Japan and Transbaikalia and second - in the western North American Plate down to British Columbia (Fig. 1).

Late Triassic Fauna of the Boreal realm is relatively monotonous and is much poorer taxonomically than the Tethyan one. There are many common endemic species, rare endemic genera, and very rare endemic Boreal families.

Mostly terrigenous dark colored deposits were accumulated in the Boreal Basin. They represented passive continental margin sediments. In North-Eastern Russia, in Chukotka and the northern Okhotsk sea coast, many volcanoclastics and pyroclastics are among the Upper Triassic, especially Norian-Rhaetian, terrigenous rocks. They represented sediments of volcanic island arc systems which are situated between the Eastern Siberian continental block and the ancient Pacific Ocean (pre-Pacific). Thickness of the Upper Triassic Boreal rocks fluctuates greatly - from several tens of meters to 4 km. It is 1 to 2 km thick in many areas.

7 provinces are distinguished in the Boreal realm on the basis of a type and completeness of a succession, lithological peculiarities, and presence of any endemic or Tethyan elements among fauna, namely: Yakutian, Anyui, Far East, North Alaskan, Liard, Ellesmerian, and Spitsbergen provinces (Fig. 1).

The vast Yakutian province is characterized by the most complete succession of the Upper Triassic marine terrigenous rocks (Fig. 2). These are represented by shallow water, deep water neritic and basin facies. Specific endemic species among brachiopods and mollusks, and lack of Tethyan species are also characteristic. Carnian and Early Norian ammonoids and bivalves are usual but not diverse, being represented mainly by Trachyceratidae and Halobiidae.

Bivalves and brachiopods prevailed in the Middle and Late Norian and Rhaetian. Hiatuses are rare and short. Non-marine sediments occur in the north-western part of this province only. In the south-eastern part of this province, near a boundary with the Anyui province, Upper Norian and Rhaetian volcanoclastic rocks and rare intermediate and mafic tuffs are present. Thickness of the Upper Triassic rocks is usually 1 to 2 km and increases in some areas up to 3.5 km; in the Omolon Massif it decreases to 300 m and less (Dagys et al., 1979; Decision, 1978).

In the Anyui Province some Tethyan species and genera of bivalves and ammonoids (cassianelids, haloritids, and choristoceratids) are known among prevailing Boreal Norian paleobiota (Afitsky, 1970; Bychkov, 1992). A large amount of volcanoclastics and pyroclastics occur in all Upper Triassic succession. There are tuffites, intermediate and mafic tuffs, basalt, andesite, and dacite flows (Afitsky, Lychagin, 1987). Disconformities and unconformities are present in this province. Norian and Rhaetian rocks occur in many areas, Carnian sediments have a fragmentary section or are absent. Upper Triassic mainly shallow water rocks usually lie on the Upper Palaeozoic (Bychkov, Soloviev, 1992). The thickness of the Upper Triassic volcanic - terrigenous rocks is 500 to 2500 m (Fig. 3).

The Upper Triassic in the Spitsbergen province is represented by marine deep-water and shallow-water neritic terrigenous facies during Carnian and Early-Middle Norian, whereas the Middle-Upper Norian and Rhaetian sediments are non-marine or absent. Thickness of the rocks is 100 to 2000 m (Fig. 2). Some Carnian and Early Norian biotas of this province are common here (Korchinskaya, 1982; Preobrazhenskaya et al., 1985).

Limestones, calcareous mudstones, siltstones and sandstones occur in large amounts in the North Alaskan province; they prevailed often among Upper Triassic sediments (Fig. 3). Tethyan genera and species of ammonoids (tropitids) are present among Carnian fauna; Boreal and Pacific species and genera of bivalves (Monotidae) are known there (Silberling, 1970; Grant-Mackie and Silberling, 1990).

MAP SHOWING KNOWN AND  
PROBABLE EXTENT OF MARINE  
BOREAL UPPER  
TRIASSIC

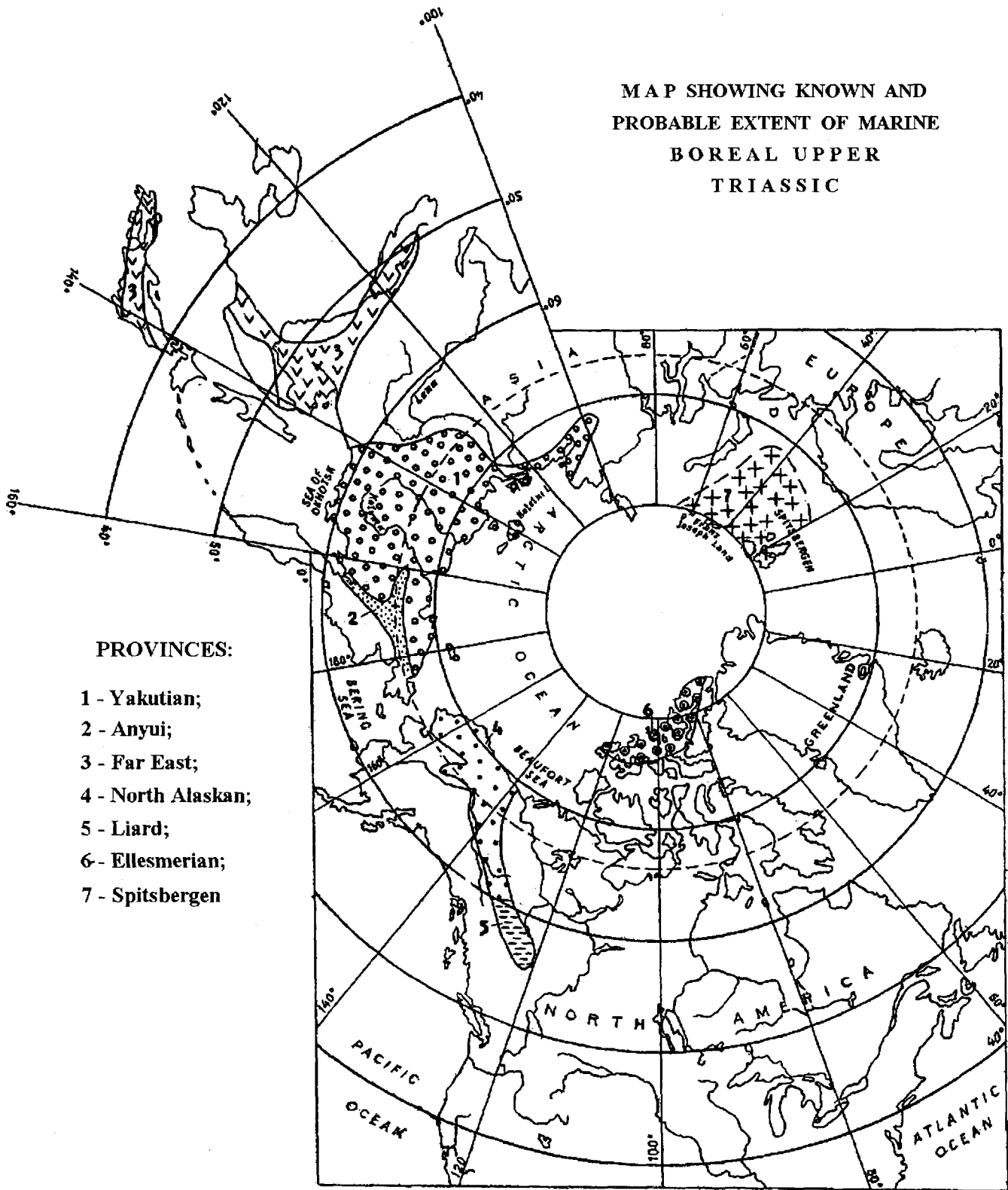


Fig.1. Map showing known and probable extent of marine Boreal Upper Triassic  
Provinces: 1 - Yakutian; 2 - Anyui; 3 - Far East; 4 - North Alaskan; 5 - Liard; 6 - Ellesmerian; 7 -  
Spitsbergen.



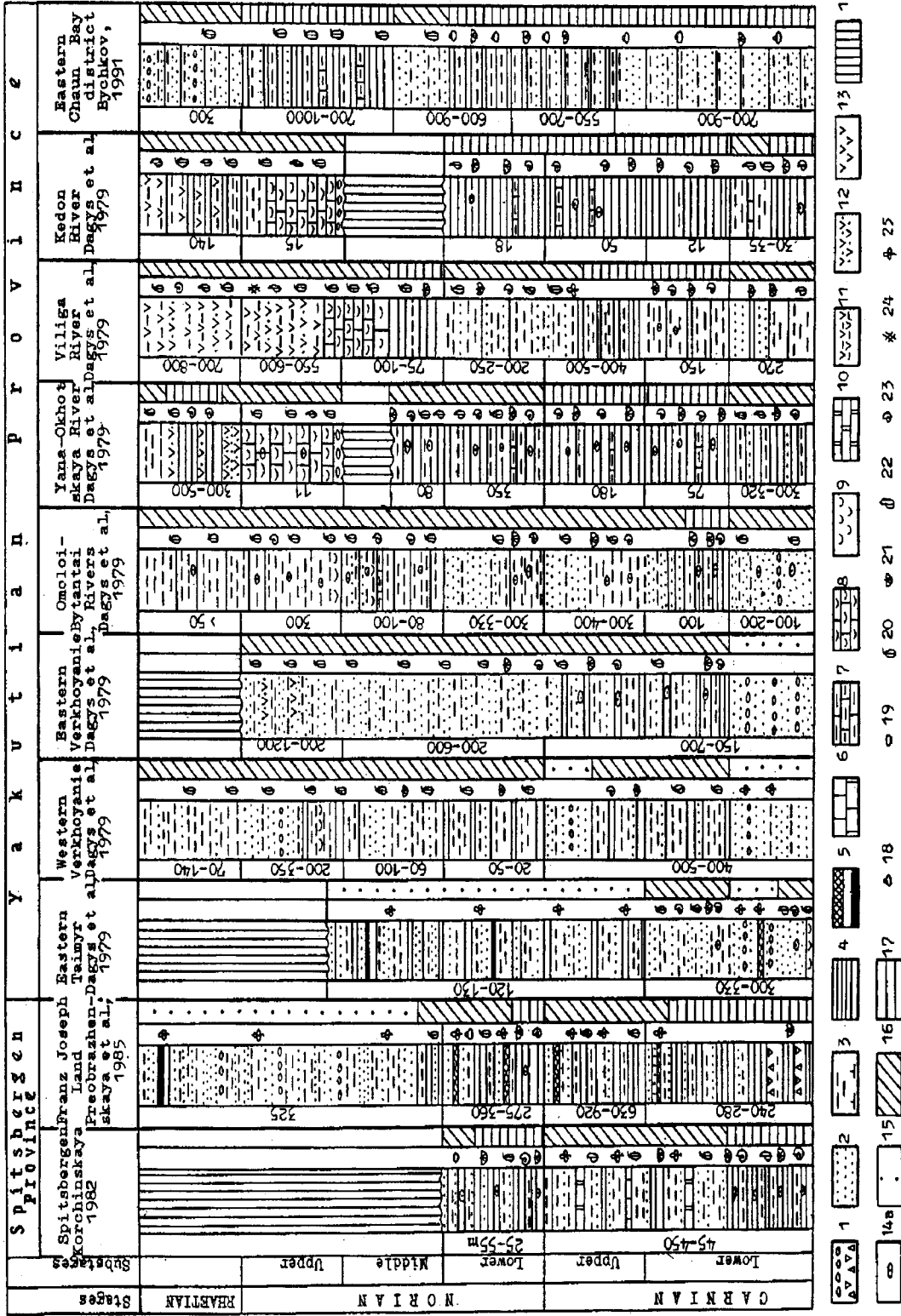


Fig. 2. Correlation scheme of the Upper Triassic in the Spitsbergen and Yakutian Provinces

Legend. Lithology: 1 - Conglomerate and breccia; 2 - Sandstone; 3 - Siltstone and calcareous siltstone; 4 - Argillite, shale; 5 - Coaly argillite and coal; 6 - Limestone; 7 - Clayey limestone; 8 - Coquina-limestone; 9 - Coquina; 10 - Dolomite; 11 - Tuffite; 12 - Tuffaceous sandstone, tuffite, intermediate tuff; 13 - Andesite; 14 - Nodule. Environments: 15 - Lagoonal and continental; 16 - Shallow-water; 17 - Deep-water; Faunas: 18 - Foraminifers; 19 - Conchostraca; 20 - Benthonic bivalves; 21 - Pelagic bivalves; 22 - Brachiopods; 23 - Ammonoids; 24 - Bryozoans; 25 - Fossil plants.

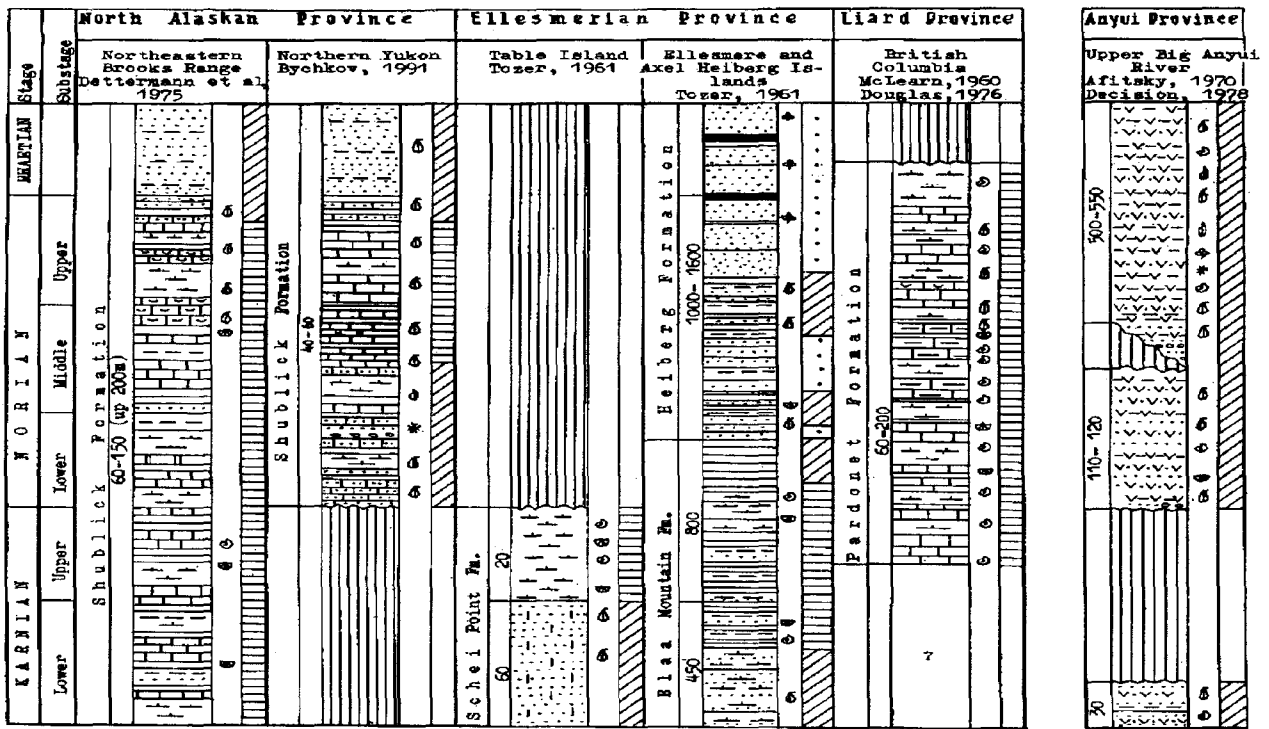


Fig. 3. Correlation scheme of the Upper Triassic in North Alaskan, Ellesmerian, Liard, and Anyui Provinces

Legend in fig. 2.

The thickness of the Upper Triassic rocks is small (40 to 200 m) (Dettermann et al. 1975).

The Upper Triassic Pardonet Formation of the Liard Province occurs in North-Eastern British Columbia near the boundary with the Tethyan realm. It consists mainly of limestones, calcareous siltstones, and shelly limestones. Thickness of the formation is up to 200 m (McLearn, 1960; Douglas, 1976). Tethyan genera and species prevail among ammonoids and bivalves. In contrast, there are rare Boreal genera and species of ammonoids in the Early Norian, and Boreal species of monotids in the Late Norian; for that reason E.T. Tozer (1982) considers this province as a mid paleolatitude province.

The Upper Triassic rocks of the Ellesmerian province in the Sverdrup basin are predominantly terrigenous, but in some areas there are many calcareous siltstones (Tozer, 1961). The Carnian is represented by shallow-water, rare deep-water neritic facies; the Norian - by nonmarine rocks with separate horizons of marine shallow-water siltstones and sandstones. Fauna is poor and of Boreal type, for that reason Tozer (1982) refers this province to a high paleolatitude province. There are rare Tethyan elements (tropicalids) of the Carnian ammonite fauna. Thickness of the rocks fluctuates much (80m up to 3 - 4 km).

Marine Upper Triassic of the Far East province begins usually with transgressive Norian beds overlying a disconformity or unconformity on older Middle and Lower Triassic or Paleozoic rocks (Decision; 1982; Masao et al., 1965). Sometimes Carnian continental deposits occur. Some sections are represented by the Upper Norian or the Middle-Upper Norian only. Paleobiota is Boreal; bivalves dominated; remains of ammonoids are rare. Tethyan genera of bivalves (cassianelids) are found rarely (Okuneva, 1992). The thickness of the Upper Triassic terrigenous mainly shallow water rocks varies from 400 to 4000 m (Fig. 4).

Some data about transgressions and regressions and transgressive-regressive cycles in the Upper Triassic succession of the Boreal realm are as follows (Fig. 5).

A pronounced transgression occurs in the Yakutian province during the Early Carnian. The basal strata of this transgressive-regressive (T-R) cycle usually contain bivalves and ammonoids assigned to the Neoprotrachyceras seimkanense Zone of late Early Carnian age (Bychkov, Polubotko, 1973). Sometimes this transgression begins earlier, in the early Early Carnian (a base of the "Protrachyceras" omkutchanicum Zone), but it never happens on the level of the Ladinian-Carnian boundary. The environment in this horizon does not change in the Yakutian province. Probably a transgression in the Sverdrup



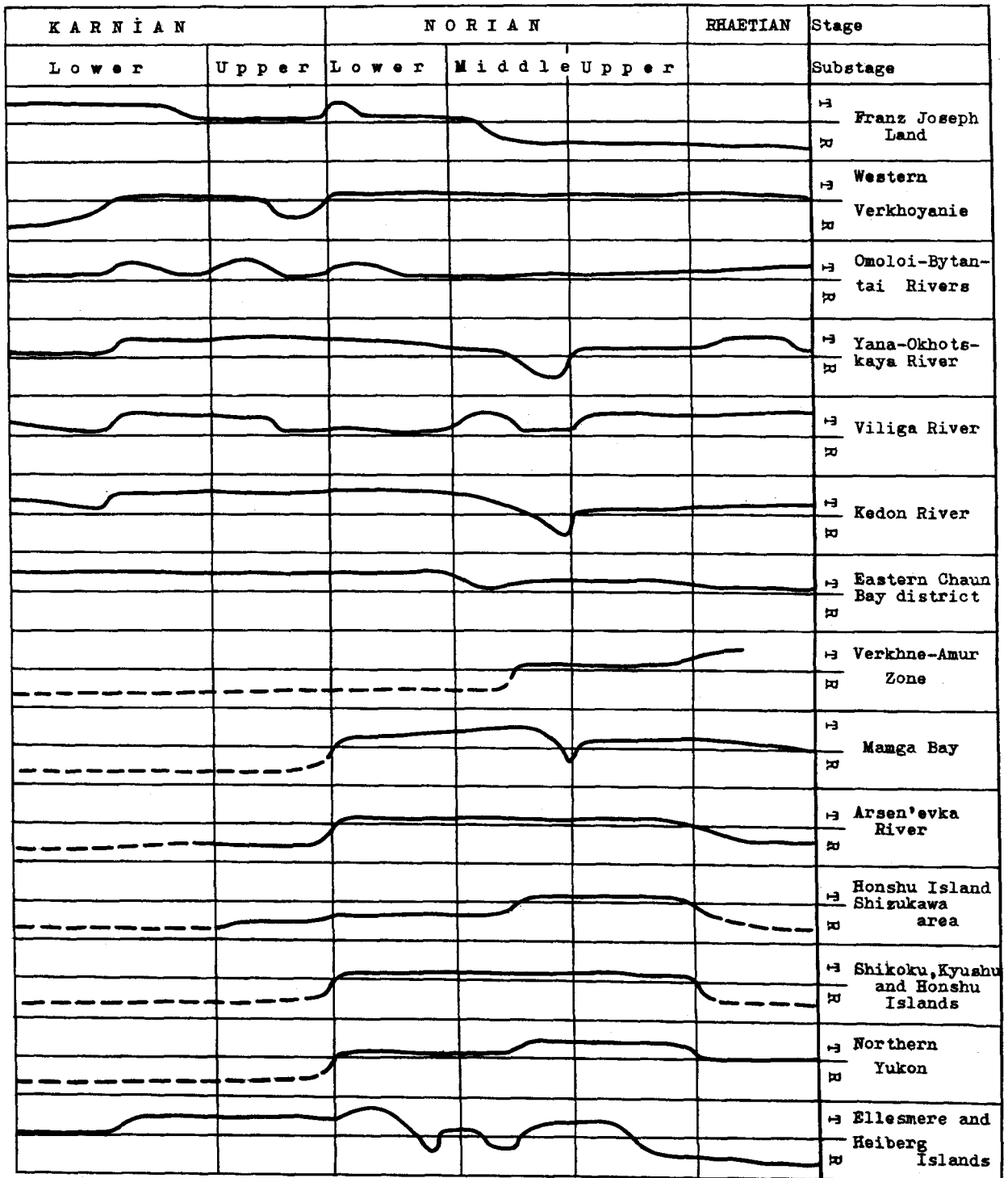


Fig. 5. Boreal Upper Triassic transgressive - regressive curves

Basin, Ellesmere province, and in the Franz Joseph Land, Spitsbergen province, which Embry (1988) and Mork (Mork et al., 1989) dated as earliest Carnian age, has early or late Early Carnian age. It requires accurate biostratigraphic control of the age of the cycle. In the Yakutian province the

cycle initiated in the Early Carnian and lasted until the earliest Norian. There is yet another T-R cycle in the Ellesmere province, which initiated after Embry's in the late Carnian age.

The base Norian transgression is recognized in many provinces. The basal strata of this cycle contain the earliest Norian bivalves and ammonoids. In the Far East province a long regression preceded the transgression; this area was land during the Carnian and at times during the Middle and Early Triassic also. In the Okhotsk area, Yakutian province, and in the Northern Yukon, Northern Alaskan province, there was land during the Carnian, Middle and Early Triassic age and locally during the Late Paleozoic too. In other areas of the Yakutian province marine basins are deepening at the Carnian-Norian boundary and there is transgression in many places; however sometimes the environment did not change during this time in the central portion of the basin. Embry (1988) described the base Norian transgression in the Sverdrup Basin, of the Ellesmere province. This T-R cycle lasted until the early or latest Middle Norian in many areas of the Yakutian and Ellesmerian provinces.

The next transgression which is very pronounced in many areas of the Yakutian and Far East provinces began in middle Middle Norian or earliest Late Norian age. This transgression could be named as the monotids sea transgression. The upper Middle Norian or Upper Norian rocks often overlay transgressively upon Lower-Middle Triassic or Paleozoic deposits in Chukotka, Transbaikalia, the Far East, and Japan. Embry (1988) records transgression of late Middle Norian age in the Sverdrup Basin. This T-R cycle lasted usually until the Triassic-Jurassic boundary. But in some areas of the Yakutian and Far East provinces there is a transgression at the Norian-Rhaetian boundary also.

The transgression of the earliest Jurassic age is documented in many areas of the Yakutian province. Embry (1988) and Mork (Mork et al., 1989) described it in the Sverdrup Basin and in the Svalbard. Locally the Upper Norian-Rhaetian cycle lasted in the Hettangian and Sinemurian.

Thus, the Upper Triassic succession in the Yakutian province consists usually of 3 transgressive-regressive cycles dated as middle Early Carnian -Late Carnian, Early and Middle Norian and Late Norian-Rhaetian; fourth cycle (Rhaetian) may be recognized locally. Embry (1988) recognized in the Sverdrup basin of the Ellesmere province - 4 cycles, Mork (Mork et al., 1989) - in the Svalbard - 3 cycles. In the Norian succession of the Far East province there seems to be 1 cycle.

## REFERENCES

Afitsky, A.I., 1970. Biostratigraphy of Triassic and Jurassic deposits of the basin of the Bol'shoi Anyui River (Western Chukotka). Transactions of North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute (NEISRI), v. 26, 148 pp. (in Russian).

Afitsky, A.I. and Lychagin P.P., 1987. Norian andesitic volcanism of the Oloi Zone. Pacific Geology (3), pp. 77-82 (in Russian).

Bychkov, Yu.M., 1991a. Comparisons between the Northern Chukotka and Northern Yukon Triassic sequences. In: Geology of the Amerasian basin folded margins: I.S.Gramberg and M.K.Kos'ko (eds.). Research Transactions, NPO Sevmorgeologia, VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg, pp. 84-93 (in Russian).

Bychkov, Yu.M., 1991b. Biostratigraphy of the Norian deposits in Northern Yukon. In: Geology of the Amerasian basin folded margins: I.S.Gramberg and M.K.Kos'ko (eds.). Research Transactions, NPO Sevmorgeologiya, VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg, pp. 78-83 (in Russian).

Bychkov, Yu.M., 1992. Comparisons between different Late Triassic faunas in northeastern Asia. Preprint. Magadan: NEISRI RAS. 66 pp. (in Russian).

Bychkov, Yu.M. and Polubotko, I.V., 1973. Stages of development of Late Triassic mollusk faunas and problem of the Carnian-Norian boundary in northeastern USSR. Geology and Geophysics (6), pp. 3 - 10 (in Russian).

Bychkov, Yu.M. and Soloviev, G.I., 1992. New data about stratigraphy and lithology of the Triassic deposits of the upper part of the Bol'shoi Anyui River. In: The Lower Mesozoic of the right bank of the Kolyma River basin and northwestern Kamchatka. Preprint. Magadan: NEISRI RAS, pp. 3-24 (in Russian).

Dagys, A.S., Archipov, Yu.V., and Bychkov, Yu.M., 1979. Stratigraphy of the Triassic System of northeastern Asia. USSR Academy of Sciences, Siberian Branch, Transactions of the Institute of Geology and Geophysics, v.447. M.: Nedra, 243 pp. (in Russian).

Decisions of the 2-d Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference, the Precambrian and Phanerozoic of the northeastern USSR, Magadan, 1974-1975. Magadan, 1978. 192 pp. (in Russian).

Decisions of the 3-d Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference, the Precambrian and Phanerozoic of the Far-Eastern USSR. Vladivostok, 1978. Magadan, 1982. 183 pp. (in Russian).

Dettermann, R.L., Reiser, H.N., Brosge, W.P., and Dutro, J.T., Jr., 1975. Post-Carboniferous stratigraphy, northeastern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 886, 46 pp.

Douglas, R.J.W.(ed.), 1976. Geology and Economic Minerals of Canada. Part B. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, pp. 365-838.

Embry, A.F., 1988. Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago. In: Sea-Level Changes - An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, pp. 249-259.

Hayami, I., 1975. A systematic survey of the Mesozoic Bivalvia from Japan. The University Museum, the university of Tokyo, bull. N 10, Tokyo, 228 pp.

Korchinskaya, M.V., 1982. Explanatory note to the stratigraphic scheme of the Mesozoic (Trias) of Spitsbergen. USSR Ministry of Geology, PGO Sevmorgeologiya. 99 pp. (in Russian).

Masao, M., Masao, G., and Mitsuo, H. (eds.), 1965. The geological development of the Japanese Islands. Tokyo, Tsukji Shokan Co. (translated into Russian in 1968, 710 pp.).

McLearn, F.H., 1960. Ammonoid faunas of the Upper Triassic Pardonet Formation, Peace River Foothills, British Columbia. Geological Survey of Canada, Memoir 311, 118 pp.

Mork, A., Embry, A.F., and Weitschat, W., 1989. Triassic transgressive-regressive cycles in the Sverdrup Basin, Svalbard and Barents Shelf. In: J.D. Collinson (ed.): Correlation in Hydrocarbon Exploration. Norwegian Petroleum Society, Graham and Trotman, Ltd., pp. 113-130.

Okuneva, T.M., 1992. Norian bivalves and ammonoids of Transbaikalia and the Far East. In: Atlas of the Guide Groups of the Mesozoic faunas of the southern

and eastern USSR. USSR Ministry of Geology, All Union Scientific Research Geological Institute. Transactions, v. 150. St.Petersburg: Nedra, pp.6-31 (in Russian).

Preobrazhenskaya, E.N., Shkola, I.V., Sergeev, D.V., and Mozhaeva, O.V., 1985. Composition and sedimentation conditions of Triassic deposits of Franz Joseph Land. In: Geological Structure of Barents -Kara Shelf. Sevmorgeologiya, pp. 74-86 (in Russian).

Silberling, N.J., 1970. Biostratigraphy of marine Triassic in northern Alaska. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 54, p. 2504.

Tozer, E.T., 1961. Triassic stratigraphy and faunas, Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada, Memoir 316, 116 pp.

Tozer, E.T., 1982. Marine Triassic faunas of North America, their significance for assessing plate and terrane movements. Geologische Rundschau, v. 71 (3), pp.1077-1104.

*Ю. М. Бычков*

#### **МОРСКИЕ БОРЕАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО ТРИАСА**

Морские верхнетриасовые породы Арктического ареала встречаются на побережье и островах Арктического океана. Они представлены преимущественно терригенными темноцветными отложениями с относительно однородной фауной. На основе типов и завершенности последовательности, литологических особенностей и наличия эндемических и тетических элементов различаются 7 провинций: Якутская, Анюйская, Дальневосточная, Северная Аляска, Лиард, Эллесмериян и Шпицберген. В статье приводятся данные о трансгрессиях и регрессиях в верхнетриасовой последовательности.

## ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

**В.В.Граусман**

Якутский институт геологических наук СО РАН, 677891, Якутск, пр-т Ленина, 139

На основании комплекса геологических и геофизических материалов, полученных в результате бурения скважин в Лено-Анабарском прогибе: Чарчыкской 1, Хастахской 930 и Бурской 3410, в их разрезах установлены свиты солоолийской и хорбусуонской серий, выделенные ранее в естественных разрезах Оленекского поднятия. Приводятся литологические и палеонтологические характеристики кютингдинской, арымасской, дебенгдинской и хайпахской свит солоолийской серии и мастахской, хатыспытской и туркутской свит хорбусуонской серии. Отмечается двучленное строение кютингдинской, арымасской и дебенгдинской свит в разрезах глубоких скважин.

В Лено-Анабарском прогибе пробурены три глубокие скважины: Чарчыкская 1 (инт.3110-2793), Хастахская 930 (инт.3510-2602) и Бурская 3410 (инт.3208-1358), вскрывшие отложения верхнего докембрия. На основании изучения комплекса геологических и геофизических материалов, полученных в результате бурения, в разрезах скважин установлены свиты солоолийской (скв. 3410 и 930) и хорбусуонской (скв. 3410, 930, 1) серий, выделенные ранее в естественных обнажениях Оленекского поднятия. Отложения верхнего докембрия Оленекского поднятия изучались большим коллективом авторов. Нами использовались работы А.И.Гусева (1950), И.М.Битермана и Е.Р.Горшковой (1962), В.С.Журавлева (1960), З.А.Журавлевой, В.А.Комара и Н.М.Чумакова (1954), В.А.Виноградова и др. (1964), Б.Р.Шпунта и др. (1982), В.Ю.Шенфиля и др. (1988) и др.

Наиболее полный разрез солоолийской серии вскрыт скв.3410. Здесь установлены кютингдинская (инт.3122-2856), арымасская (инт.2856-2560), дебенгдинская (инт.2560-2051) и хайпахская (инт.2051-1798) свиты. Дебенгдинская (инт.3412-3130) и хайпахская (инт.3130-2901) свиты вскрыты также скв. 930.

Кютингдинская свита залегает согласно на сыгынахтахской (?), вскрытая часть которой представлена переслаивающимися серыми аргиллитами, глинистыми алевролитами и светло-серыми кварцевыми песчаниками.

В разрезе скв.3410 кютингдинская свита имеет двучленное строение: нижняя подсвита (инт.3122-2970) преимущественно терригенная, верхняя (инт.2970-2856) - карбонатная. Терригенная часть представлена преимущественно алевролитами зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми, неравномерно глинистыми до аргиллитов, тонкими прослоями и линзами светло-серых разномерных кварцевых песчаников. Отмечены участки 0,1-0,15 м очень тонкого, почти параллельного переслаивания

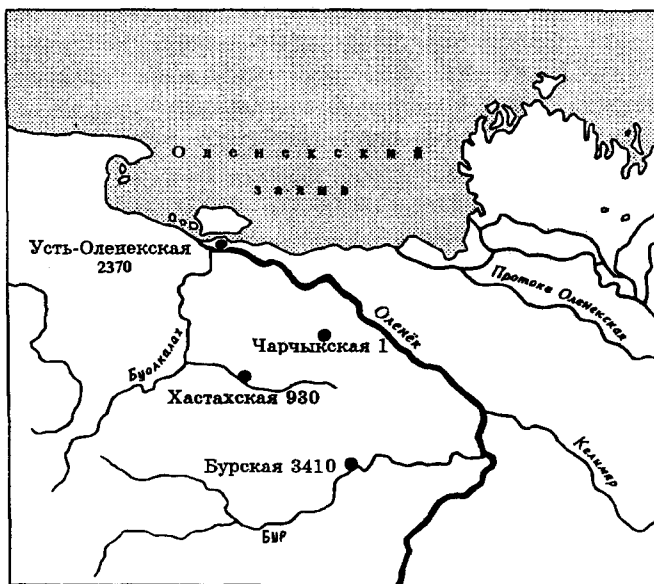


Схема расположения скважин

мелкозернистых песчаников и хрупких хлоритизированных листоватых алевролитов. В аргиллитах по тонким, почти вертикальным трещинам замечены цепочкообразные скопления зерен пирита. По материалам геофизических исследований присутствуют маломощные прослои доломитов и доломитовых мергелей. Карбонатная часть свиты представлена доломитами различной неоднородной окраски: сиренево-серой, светло-розово-серой, зеленовато-серой и светло-серой со слабым коричневым оттенком. Доломиты скрыто-мелкозернистые, редко прослоями водорослевые, с мелко зубчатыми, от слабо- до остробугристыми стилолитами, иногда с щелевидными кавернами, заполненными кристаллами ангидрита, с различно ориентированными трещинами до 2-3 мм, по которым отмечаются высыпки пирита и примазки хлорита.

Нижняя подсвита содержит рифейские комплексы акритарх из *Leiosphaeridia minutissima*

(*Naumova*), *L. obsuleta* (*Naumova*), *L. crassa* (*Naumova*), *L. tenuissima* (*Naumova*), *Satka sp.*, *S. squamifera* Pjatiletov в интервале 3000-3007 м. и дополнительно к выше приведенным, из *Satka favosa* Jankauskas, *Symplassospharidium sp.*, *L. jacutica* (*Timofeev*), *L. simplex* *Naumova*, *Simia annulare* *Timofeev, emend. Mikhailova*, *Tchuja zonalis* *Stanevich*, нитчатых водорослей *Polyedryxium sp.*, *Floris sp.* в интервале 3060-3066 м., определения Т.Ф.Субицкой.

В верхней подсвите найдены единичные микрофитолиты *Nubecularites* (?) sp. Мощность нижней подсвиты 152 м, верхней - 114 м. По комплексам акритарх и аналогии с естественными разрезами свита относится к нижнему рифею.

Арымасская свита в разрезе скв. 3410 также имеет двучленное строение: нижняя подсвита (инт. 2856-2735) сложена преимущественно терригенными породами, верхняя - карбонатными.

Терригенная часть представлена песчаниками, аргиллитами и маломощными прослоями доломитов. Песчаники светло-серые до белых, зеленоватые, сиренево-серые и коричнево-серые, средне- и крупнозернистые, иногда мелкозернистые, преимущественно кварцевые, неравномерно глинистые, иногда с нитевидными слоями и тонкими мелкими линзочками глинистого материала. В интервале 2818-2826 м в песчанике встречена трещина (под углом 60°), вокруг которой керн пропитан нефтью. Аргиллиты темно-серые, часто с зеленым оттенком или буро-коричневые, алевритистые, тонко плитчатые, иногда доломитистые, с включением зерен пирита, редко с вертикальными трещинами, по стенкам которых отмечены цепочкообразные включения пирита. Доломиты верхней подсвиты серые, зелено-серые, светло-серые с коричневым оттенком, сиренево-серые, скрыто-мелкозернистые, прослоями водорослевые, часто неравномерно глинистые до доломитовых мергелей, тонко плитчатые, с редкими мелкозубчатыми стилолитами, подчеркнутыми глинисто-органическим материалом темно-серого цвета, редкие тонкие трещины залечены кальцитом. Верхняя часть верхней подсвиты вскрыта также скв. 930 (инт. 3510-3412).

Нижняя подсвита содержит рифейские комплексы акритарх из *Simia annulare*, *Leiosphaeridia obsuleta*, *L. minutissima*, *L. exculata* *Timofeev, emend. Mikhailova*, нитчатых водорослей *Siphonophucus attenuatum* *Weiss* (инт. 2755-2764 м.) и из *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Simia annulare* интервала и нитчатых водорослей *Jscillatoriopsis zilimica* (*Jankauakas*), *Trachytrichoides ovalis* *Hermann*, *Tortunema sp.*, *Helcionema turuchanica* *Hermann*, из интервала 2818-2826 м, определения Т.Ф.Субицкой 1993 года.

В верхней подсвите найден строматолит *Tinnia cf. patomica* *Dolnik* (инт. 2591-2599 м), определение

Т.А.Дольник, и микрофитолиты *Nubecularites procerulus* *Z. Zhuravleva*, *N. cf. procerulus*, *Vesicularites sp.* (инт. 2650-2658), определения Е.Л.Дробковой 1992 года. Мощность нижней подсвиты 121 м, верхней - 175 м.

По имеющимся палеонтологическим данным и сопоставлению с естественными разрезами арымасская свита относится к среднему рифею.

В разрезе скв. 3410 дебенгдинская свита подразделяется на две части: нижнюю (инт. 2560-2156) - преимущественно терригенную, и верхнюю (инт. 2156-2051) - карбонатную. В разрезе скв. 930 нижняя подсвита выделяется в интервале 3412-3326 м, верхняя - в интервале 3326-3130 м.

Нижняя подсвита сложена пестроокрашенными аргиллитами, часто алевритистыми, иногда доломитистыми, содержащими маломощные прослои и линзы (1-2 см) скрыто-мелкозернистых доломитов и разнозернистых кварцевых песчаников. Встречаются прослои темно-серых, почти черных аргиллитов, на плоскостях наложения которых отмечены скопления зерен пирита. Аргиллиты и алевролиты часто тонкослоистые. Присутствуют прослои песчаников до 2,5 м мощности светло-серых, почти белых, разнозернистых, кварцевых, единичные прослои кварцевых гравелитов и конгломератобрекчий из доломита, аргиллита и песчаника. Верхняя подсвита представлена доломитами светло-серыми, коричнево-серыми, реже со слабым зеленым оттенком, скрыто-мелкозернистыми, прослоями водорослевыми, неравномерно глинистыми, со слабо бугристыми, почти гладкими стилолитами, с прожилками кальцита, с редкими маломощными прослоями зелено-серых и коричневых аргиллитов.

Нижняя подсвита содержит богатые комплексы акритарх в разрезе скв. 3410 в следующих интервалах: 2557-2565 м, 2459-2465 м, 2356-2364 м, 2313-2319 м, 2244-2252 м, 2150-2158 м, и в скв. 930 - в интервале 3280-3287 м, которые приводятся общим списком:

*Simia annulare*, *S. nerjunica* *A. Weiss*, *Simia sp.*, *Pterospermopsimorpha sp.*, *P. pileiformis* *Timofeev*, *Sphaerophystrichomorpha sp.*, *Trachysphaeridium div. sp.*, *Stictosphaeridium sp.*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. ternata* *Timofeev*, *L. minutissima*, *L. jacutica*, *L. crassa*, *L. obsuleta*, *L. kulgunica* *Jankauskas*, *L. exculata*, *L. kildinica* *Jankauskas*, *Satka sp.*, *S. squamifera*, *S. elongata* *Jankauskas*, *Chuarina sp.*, *Ch. circularis* (*Walcott*) *Vidal et Ford*, *Leiominuscula minuta* *Naumova*, *Octaedrixium sp.*, *Kirbia sp.*, *Synsphaeridium sp.*, *Pylvinosphaeridium sp.*, *Valeria lophostriata* *Jankauskas*, *Trachyhystrichosphaera truncata* *Hermann*, *T. stricta* *Hermann*, *Centrum quadratum* *Stanevich*, и нитчатые водоросли: *Polysphaeroides contextus* *Hermann*, *P. ovatus* *Hermann*, *P. sp.*, *Trachytrichoides ovalis* *Hermann*, *Leiotrichoides sp.*,



*Brevitrichoides bashkiricus Jankauskas, B.tiulmenicus Jankauskas, Germinosphaera sp., Palaeolyngbia sp., Arctacellularia ellipsoidea Hermann, Siphonophycus attenuatum, Rectia costata Jankauskas, Glomovertella glomerata Jankauskas, Oscillatoriopsis sp., Segmentothallus sp.*, определения В.А.Рудавской (1992 г), Т.Ф.Субицкой (1993 г), Г.Видала (1991 г). По мнению этих палеонтологов данный комплекс микрофоссилий свидетельствует о позднерифейском возрасте дебенгдинской свиты. Верхняя подсвита содержит единичные микрофитоциты: *Vesicularites sp., Nubecularites sp.*, (определения П.Н.Колосова и Е.Л.Дробковой), а также редкие акритархи *Chuaria circularis* и *Tawuia dalensis Hofmann*.

Мощность нижней подсвиты 414 м в скв. 3410 и 86 м в скв. 930, верхней подсвиты - 105 м и 196 м соответственно.

Хайпахская свита вскрыта также скв. 930 (инт. 3130-2901). Она сложена доломитами с прослоями и пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Количество терригенных пород в разрезе скв. 930 значительно увеличивается. Доломиты светло-серые с зеленым оттенком различной интенсивности, иногда коричневатые, скрыто-мелкозернистые, прослоями водорослевые, с включениями желваков и тонких (до 4 мм) прослоев голубоватого кремня, гнезд и зерен пирита, участками неравномерно глинистые. Различно ориентированные трещины залечены кальцитом. Отмечены редкие ровные, очень мелкозубчатые стилолиты. Аргиллиты и алевролиты темно-серые и пестроокрашенные, иногда доломитистые, содержат тонкие прослои доломита и мелко- и среднезернистого кварцевого песчаника, часто светло-серого, почти белого цвета.

Свита содержит комплексы позднерифейских акритарх из *Chuaria circularis, Tawuia dalensis* (скв. 930, инт.3108-3118), определения Г.Видала, *Nucellosphaeridium sp., Pelicularia tenera Jankauskas, Plicatidium latum Jankauskas, Pterospermopsimorpha sp., Trachyhystrichosphaera vidali Knoll, Strictosphaeridium sp., Leiosphaeridia (Kildinella) sp.*, (там же, инт. 2904-2922 м), *Trachyhystrichosphaera aimica Hermann, Valeria lophostriata, Leiosphaeridia jacutica, L.tenuissima, L.minutissima, L.crassa, L.bicrura, L.obsoleta, L.kulgunica, Octaedrixium truncatum Rudávkaja, Synsphaeridium sp., Satka sp., Germinosphaera unispinosa Mikhailova, Chuaria circularis, Simia annulare*, и нитчатых водорослей: *Oscillatorites sp., Glomovertella sp., Polytrichoides lineatus Hermann, Pelicularia tenera* (там же, инт. 2904-2910 м), определения В.А. Рудавской, З.Х.Файзулиной, Г.Видала, 1991-1993 гг.

В разрезе скв. 3410 также выделены акритархи: *Leiosphaeridia div. sp., L.crassa, Leiominuscula minuta, Octaedrixium truncatum, Leiovalia sp.* (инт. 1882-1897

м), *Strictosphaeridium sp.*, (инт. 2042-2049 м) и микрофитоциты *Vesicularites lobatus Reitlinger* (там же), определение Л.П.Лыковой. В скв. 930 в интервале 2904-2910 м (1989 г) В.А.Лучиной определены известковые водоросли *Gervanella sp., Gemma inclusa Luchinina, Korelophyton inopinatum Voronzova*, на Анабарском массиве встречающиеся в основании кембрийских отложений.

Мощность хайпахской свиты 229 м в скв. 930 и 253 м в скв. 3410. На основании полученных комплексов акритарх свита относится к верхнему рифею. Хайпахская свита завершает разрез солоолийской серии.

Хорбусуонская серия полностью вскрыта скв. 930 и 3410.

Мастахская свита установлена в интервале 2901-2850 м в скв. 930 и в интервале 1798-1735 м в скв. 3410. Она сложена песчаниками с тонкими линзами и прослойками алевролитов и аргиллитов. По материалам геофизических исследований в верхней части свиты присутствуют тонкие прослои доломитов. Песчаники неоднородной красно-коричневой окраски, редко пятнами зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые, прослоями грубо-зернистые до гравелитов, реже- мелкозернистые, кварцевые, участками очень глинистые, содержат прослои в 1-2 см коричневых алевролитов и косые линзочки и слойки коричневых и серых аргиллитов. Участками в песчаниках отмечается параллельная и косая тонкая слоистость, подчеркнутая изменениями гранулометрического состава. В свите найдены единичные акритархи: *Chuaria circularis* (скв. 930, инт. 2854-2858 м), определения Г.Видала.

Мощность свиты 51 м в скв. 930 и 63 м в скв. 3410. По аналогии с естественными разрезами свита относится к венду.

Хатыспытская свита установлена в разрезах скв. 930 в интервале 2850-2720 м, скв. 3410 - 1735-1545 м. Верхняя часть свиты вскрыта также скв. 1 Чарчыкской (инт.3110-2995). Свита сложена доломитами, прослоями аргиллитов и алевролитов. Доломиты светло-серые, серые с зеленым оттенком, темно-серые до черных, скрыто- и мелкозернистые, неоднородно глинистые, участками битуминозные, иногда окремненные, прослоями тонкослоистые до полосчатых, встречаются линзы и прослои брекчированных доломитов. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, темно-серые. В разрезе скв. 930 преобладают терригенные породы.

В верхней части свиты (скв. 3410, инт. 1561-1566 м) определен вендский комплекс акритарх из *Polycavita sp., Ostiana sp., Coniunctiophucus sp., Spumiosa rubiginosa Andreeva, emend.Jankauskas, Leiosphaeridia div. sp.*, и нитчатые водоросли *Leiotrichoides sp.*, определения В.А.Рудавской 1992

года. В средней части свиты (скв. 930, инт. 2776-2778 м) Г.Видалом и М.Мочадловской-Видал найдены *Chuaria circularis* и *Tawuia dalensis*, совместное нахождение которых свидетельствует, по их мнению, о позднерифейском возрасте вмещающих пород. В нижележащих породах свиты палеонтологических остатков не найдено, за исключением единичных транзитных форм: *Leiosphaeridia bavlensis Shepeleva* и *Leiosphaeridia sp.* Таким образом, появился вопрос о правомерности проведения границы между рифеем и вендом в основании мастахской свиты. До получения дополнительных данных по корреляции с естественными разрезами относим хатыспытскую свиту к венду. Мощность свиты 130 м (скв.930) и 190 м (скв. 3410).

Туркутская свита вскрыта скв. 1 в интервале 2995-2793 м, скв. 930 - в интервале 2720-2602 м и скв. 3410 - в интервале 1545-1358 м. Она сложена доломитами светло-серыми, серыми, иногда с коричневым или зеленым оттенками, скрыто- и мелкозернистыми, прослоями водорослевыми, участками глинистыми, с включениями галек кремня, трещиноватыми, трещины залечены кальцитом или ангидритом, с редкими, почти гладкими стилолитами, подчеркнутыми глинисто-органическим материалом, с редкими примазками глауконита. Встречаются тонкие прослои темно-коричневого аргиллита. В разрезе скв. 930 в основании свиты залегает пачка (20 м) серых и темно-серых разнозернистых кварцевых песчаников, темно-серых тонкослоистых аргиллитов и тонких прослоев доломитистых известняков.

Свита содержит микрофитоциты: *Osagia acebra Jakshin*, *O.composita Z. Zhuravleva*, *O.donatella Koroljuk*, *O.columnata var. ovsianica Jakshin*, *Vesicularites composites Z. Zhuravleva*, *Volvatella zonalis Narozhnych* (скв.1, инт.2942-2943м), определения М.В.Степановой и Е.Л.Дробковой. Мощность свиты 202 м в скв. 1, 118 м в скв. 930 и 187 м в скв. 3410. По имеющимся палеонтологическим данным и аналогии с естественными разрезами свита относится к венду.

Хорбусуонская серия перекрывается в разрезах скважин кессюсинской свитой, в нижней части которой принято проводить границу между вендом и кембрием. Эта граница не является общепринятой,

т.к. кессюсинская свита содержит комплексы акритарх, в которых присутствуют представители рода *Baltisphaeridium*, появляющиеся в разрезах Русской платформы с основания кембрия. С другой стороны, эти формы в других разрезах Сибирской платформы появляются в отложениях, бесспорно относимых всеми исследователями к вендским (ынахская, бесюряхская, харыстанская, паршинская свиты Западной Якутии).

В разрезах глубоких скважин кессюсинская свита содержит богатые комплексы акритарх, ее мощность составляет 177 м (скв.3410), 409 м (скв.930) и 235 м (скв.1). Перекрывается она еркекетской свитой, которая в разрезе скважины 3410 содержит трилобиты и микропроблематику низов атабанского яруса.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гусев А.И. Геология, угленосность и нефтеносность низов реки Оленек. //Тр.НИИГ. Л., 1950, т.1. С.17-40.

Битерман И.М., Горшкова Е.Р. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. //Тез. докл., Новосибирск, 1962. С.58-62.

Журавлев В.С. К вопросу геологии междуречья Оленек-Лена. //Материалы по геологии, петрографии и металлогении некоторых районов Якутской АССР. Якутск, 1960. С.86-93.

Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. Строение и корреляция верхнедокембрийских отложений Западной Якутии. //Тр. по стратиграфии Якутской АССР, Якутск, 1961. 61 с.

Виноградов В.А., Кабаньков В.Я., Красильщиков Л.А., Эрлих Э.Н. Стратиграфия синийских отложений северо-западной Якутии. //Тр. по стратиграфии Якутской АССР, Якутск, 1964. С.151-162.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982. С.42-48.

Шенфильд В.Ю., Якшин М.С., Кац А.Г., Фролова З.Б. Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия. // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск, 1988. С.20-36.

*Valentina V.Grausman*

#### THE LATE PRECAMBRIAN DEPOSITS OF THE OLENEC UPLIFT FROM DEEP DRILLING DATA

Formations of Solooli and Khorbusuon series known from outcrops of the Olenec Uplift were identified in the successions of the holes: 1 Charcyk, 930 Khastakh and 3410 Bur drilled in Lena-Anabar Depression by complex of geological and geophysical drilling data. Lithology and paleontology characteristics of Kyutingdin, Arymass, Debengdin and Khajpakh formations of Solooli series and Maastakh, Khatyspyt and Turkut formations of Khorbusuon series are reported. The binary composition of Kyutingdin, Arymass and Debengdin formations is discussed.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ УСТЬ-ОЛЕНЕКСКОЙ СКВ. 2370 (ИНТ. 3605-2700)

*В.В.Граусман*

*Якутский институт геологических наук СО РАН, 677891, Якутск, пр-т Ленина, 139*

Усть-Оленекская скважина, пробуренная на побережье моря Лаптевых, вскрыла отложения, неизвестные ранее из обнажений или разрезов других скважин Западной Якутии. Разрез Усть-Оленекской скважины подразделен на две серии: кенкилскую и чугасуэсскую. Кенкильская серия состоит из двух толщ, чугасуэсская серия - из четырех. Приводятся литологические и палеонтологические характеристики всех толщ. Нижняя серия относится к верхнему рифею-венду, верхняя серия - среднему ордовику-нижнему силуру.

Усть-Оленекской скважиной, пробуренной на побережье Оленекского залива моря Лаптевых, в интервале 3605 (забой)-3217 м вскрыты отложения, не имеющие явных аналогов в изученных ранее разрезах Западной Якутии. В инт. 3217-2750 м установлены отложения ордовика и силура, наличие которых в разрезе данного района не предполагалось, и выходы которых на дневную поверхность известны не ближе 750 км к юго-западу. Стратоны, выделенные в естественных обнажениях по рекам Мархе, Моркоке, Ыгыатте и др., отличаются другим строением и в разрезе скважины не опознаются. По этим причинам разрез скважины расчленен на толщи, которым присвоены географические названия.

Отложения, вскрытые скважиной в инт. 3217-3605 м и являющиеся, по нашим представлениям единым циклом осадконакопления, выделены в кенкилскую серию. Серия объединяет две толщи: нижнюю кысылаяхскую (терригенную) и верхнюю кыстарахскую (карбонатную).

Кысылаяхская толща названа нами по оз. Кысыл-Аях. Вскрыта в интервале 3473-3605 м. Толща состоит в основном из песчаников. В основании толщи (вскрытой части) залегает 20-метровая пачка переслаивания алевролитов и аргиллитов. Тонкие прослои алевроито-глинистых пород встречаются выше по всей толще. Маломощные (0,5-0,7 м) прослои доломитов присутствуют, в основном, в ее верхней части.

Песчаники - светло-серые, реже серые, участками зеленоватые, иногда с розовым или коричневым оттенками, реже слабо-фиолетовые. Среди преимущественно крупнозернистых до гравелита встречаются прослойки 1-6 см средне-мелкозернистых граувакковых песчаников, местами глинистых. Содержание обломков эффузивных пород достигает 30%, кремнистых-45%. В слоях мелкозернистых разновидностей песчаника встречаются линзочки темно-

серого аргиллита размером от 0,2x0,5 см до 1x2 см. Крупнозернистые песчаники часто содержат рассеянную гальку кремня, кварца, аргиллитов. Участками встречается неясная слоистость: линзовидная, подчеркнутая глинистым материалом, и параллельная под углом до 10 градусов за счет изменения гранулометрического состава. На поверхности наслоения отмечаются скопления чешуек мусковита и биотита. Иногда песчаники очень крепкие, с доломитовым цементом. Редко отмечаются трещины под углами от 60 до 90 градусов, по которым керн расколот на отдельные.

Алевролиты - коричнево-серые, реже зелено-серые, неравномерно глинистые до аргиллита, слоистые, содержат тонкие линзы и слойки до 1-2 см мелкозернистого песчаного материала.

Аргиллиты - темно-серые, плотные, тонкоплитчатые, с зеркалами скольжения, участками неравномерно доломитистые, иногда сланцеватые, присутствуют в виде прослоев до 1 м.

Доломиты - серые, скрыто-мелкозернистые, неравномерно глинистые, пиритизированные, с трещинами толщиной до 4 мм, заполненными ангидритом.

Из пород, слагающих толщу, не удалось выделить микрофоссилий, по которым можно было бы установить ее возраст. В интервале 3481-3487 м отмечено много черных, округлых, сильно метаморфизованных акритарх, не пригодных для определения. В интервале 3596-3605 м В.А. Рудавской определено несколько экземпляров *Leiosphaeridia* sp., которые имеют широкое вертикальное распространение. Вскрытая мощность толщи 132 м.

Учитывая литологическое сходство с юсмахтахской свитой восточного склона Анабарского поднятия, кысылаяхскую толщу мы условно относим к верхнему рифею.

Кыстарахская толща названа по ручью Кыстара. Она вскрыта в интервале 3217-3473 м, представлена доломитами.

Доломиты - серые, светло-серые, иногда со слабым зеленым или коричневым оттенком, скрыто-мелкозернистые, прослоями водорослевые, участками окремненные, очень крепкие, с примесью (до 10%) алевритового материала, местами неоднородно глинистые до мергеля. Отмечается присутствие рассеянного пирита в виде гнезд и высыпок по поверхностям наслоения и трещинам. Редко заметна нитевидная параллельная слоистость, подчеркнутая глинистым материалом, иногда ангидритовым материалом светло-зелено-серого цвета. В интервале 3242-3250 м встречен 0,1 м прослой доломита со слоистостью, параллельной боковой поверхности керна. Участками в доломитах заметна трещиноватость. Трещины от нитевидных до 2-3 мм, различно ориентированные, выполнены кальцитом, доломитом. В шлифах отмечаются микротрещины, заполненные глинисто-органическим материалом. В инт. 3420-3439 м присутствует водорослевый, очень мелкокавернозный доломит. Изредка доломиты слабо известковистые, содержат тонкие прослой известняка (до 2 см). В нижней части толщи по материалам ГИС выделяются прослой алевролитов.

В интервале 3429-3439 м Е.Л. Дробковой в шлифах определены микрофитоциты: *Osagia kuvaica* Jakshin, *O. aff. kuvaica*, *Osagia sp.*, *Vesicularites callosus* Jakshin, *V. aff. callosus*, *V. aff. adunctus*, *Vesicularites sp.* В интервале 3322-3330 м ею отмечены неопределимые остатки, похожие на строматолитовую структуру.

*Osagia kuvaica* описана М.С. Якшиным из анастасьинской свиты р. Кувай (венд) и низов унгутской свиты, *Vesicularites callosus* и *V. adunctus*, -из низов унгутской свиты р. Базаиха (нижний кембрий), Манский прогиб, Восточные Саяны (Якшин, 1978).

Комплексы микрофитоцитов в разрезах Манского прогиба отличаются сложным составом, в них нередко совместно описываются кембрийские, вендские, верхне- и среднерифейские формы (Терлеев, 1981). Мощность толщи 256 м.

Приведенный комплекс микрофитоцитов встречен в разрезах Лено-Анабарского прогиба впервые, вертикальное распространение его совершенно не изучено. На основании литологического сходства с туркутской свитой Билиро-Уджинского и Оленекского поднятий кыстарахскую толщю относим условно к венду.

Таким образом, возраст кенкильской серии принимается нами условно как верхний рифей-венд.

Общая вскрытая мощность серии 388 м.

Отложения, залегающие между кенкильской серией, относимой условно к рифею-венду и тустахской свитой карбона-нижней перми, выделяются в чугасуэсскую серию.

Чугасуэсская серия объединяет четыре толщи: харасырскую, курупахскую, буорсырскую и сарбынняхскую.

Харасырская толща названа по урочищу Хара-Сыр, вскрыта в интервале 3090-3217 м. Состоит из известняков, прослоев мергелей и доломитов.

Известняки - темно-серые, почти черные, скрыто-мелкозернистые, иногда органогенно-детритовые, участками неравномерно глинистые до мергеля. Отмечаются вертикальные и под углом 45 градусов трещины, от нитевидных до 2-3 мм, выполненные кальцитом, и мелкие зерна и гнезда пирита. Прослоями в известняках заметна тонкая параллельная слоистость, подчеркнутая глинистым материалом, на поверхностях наслоения видны зеркала скольжения.

Доломиты - серые, скрыто-мелкозернистые, участками окремненные, крепкие, с примесью алевритового материала (10%).

В керне (0,3 м), поднятом при бурении интервала 3202-3212 м, присутствует обломок (3 x 4 см) оливинового диабаз с офитовой, участками пойкилоофитовой структурой.

По материалам ГИС отмечаются прослой мергелей до 4-6 м мощности.

В толще найдены брахиоподы *Strophonema sp.*, *Postricellula sp.*, *Evenkina cf. lenaica* (Girard), *Orthida* (инт. 3157-3165 м), которые по заключению В.И. Авдеевой свидетельствуют о средне-ордовикском возрасте вмещающих отложений. Кроме того, здесь же определены *Xystostrophia sp.* и разрозненные створки пеллеципод, принадлежащие "вероятно *Cypricardella ex gr. modiomorphoides Knalf*", определения Л.Г. Перегоедова и Н.И. Курушина.

В породах толщи (инт. 3202-3212 м) выделен комплекс конодонтов из *Exochognathus detortus* (Walliser), *Distomodus cf. kentuckyensis Branson et Branson*, *Panderodus spasovi Drygant.*, *P. flexus Drygant.*, *Acodus curvatus Branson et Branson*, *Drepanodus sp.* (определения В.Ф. Асташкиной).

Мощность толщи 127 м.

С учетом имеющихся палеонтологических данных и положения в разрезе харасырская толща относится к среднему ордовику (планвирский, пландейльский ярусы).

Курупахская толща названа по оз. Курупа-Кюель. Она вскрыта в интервале 2986-3090 м, состоит из переслаивания темно-серых, почти черных известняков и доломитов.

Известняки микрозернистые, органогенно-детритовые, доломитистые, участками неравномерно глинистые, с вертикальными трещинами толщиной до 4 мм, выполненными кальцитом.

Доломиты скрытозернистые, органогенные, известковистые, алевролитистые.

В породах отмечены пластинчатые кристаллы кальцита, рассеянные зерна и мелкие гнезда пирита, а также многочисленные обломки криноидей, раковин брахиопод, остракод, гастропод, кораллов.

В интервале 2989-2994 м в начале 0,7 м поднятого керна отмечен кусок зелено-черного мелкокристаллического диабаз с микропойкилофитовой структурой.

Толща содержит остатки кораллов *Catenipora escharoides* (Lam.), известных из отложений позднего ордовика (инт. 2994-3000 м, определения Г.Д.Исаева), брахиоподы *Cymostrophia* sp., *Fystostrophia* sp., *Nymphorhynchia* (инт. 3080-3090 м, определения Л.Г.Перегоедова и Н.И.Курушина), комплекс конодонтов: *Drepanoistodus suberectus* (Branson Mehl), *Phragmodus* (?) *tunguskaensis* Mosk., *Belodina compressa* (Branson Mehl), *Drepanodistacodus vistrix* (Mosk.), *Drepanodus* sp. характерных для баксанского горизонта (карадок) Сибирской платформы (инт. 3080-3090 м, определения В.П.Тарабукина). В интервале 3080-3090 м найдена гастропода неудовлетворительной сохранности, вероятно рода *Pararaphistoma*, близкая к группе *P. gualteriatum* (нижний ордовик-нижний силур).

Мощность толщи 104 м.

Курупахская толща по совокупности палеонтологических данных и положению в разрезе относится к среднему ордовику (карадокский ярус).

Буорсырская толща названа по урочищу Буор-Сыр, вскрыта в интервале 2901-2986 м. Она состоит из известняков, доломитов, прослоев мергелей, алевроито-глинистых пород.

Известняки светло-серые, серые, скрыто-мелкозернистые, органогенные, участками алевролитистые, неравномерно глинистые до мергеля, доломитистые, иногда разбиты различно ориентированными трещинами, выполненными кальцитом, местами в виде пятен присутствует глинисто-органогенный материал.

Доломиты - серые, тонко-мелкозернистые, известковистые, с редкими органогенными комками, алевролитистые, неравномерно глинистые, участками неяснослойные, с косыми под углом 60-70 градусов трещинами, выполненными кальцитом.

Мергели серые, участками доломитовые, очень тонко параллельно слоистые. На поверхностях наслоения видны лепешкообразные стяжения пирита, иногда прерывистые пленки глинисто-органического материала. Отмечены многочисленные вертикально

и почти вертикально ориентированные трещины, выполненные кальцитом.

Аргиллиты серые, с примесью доломитового материала, алевролитистые, тонкоплитчатые.

В толще найдены остатки брахиоподы из отряда *Orthida*, близкой к роду *Hesperorthis*, широко распространенному в среднем ордовике-нижнем силуре (инт. 2924-2930 м, определение Т.В. Лопушинской), комплекс кораллов *Troedssonites conspiratus* (Troeds.), *Palaeofavosites* sp. ind., *Aulocystis* sp., определяющий возраст в пределах верхнего ордовика-начала нижнего силура (инт. и тот же, определения Г.Д.Исаева), комплекс конодонтов *Ozarkodina dolboriens* (Mosk.), *Pseudobelodina dispansa* (Glen.), *Culumbodina mangareica* Mosk., *Panderodus argulatus* Branson, Mehl. et Branson, *Acanthocordylodus fidelis* Mosk., типичных для долборского горизонта ашгильского яруса верхнего ордовика (инт. 2924-2930 м, определения В.П.Тарабукина), единичные обломки конодонтов *Acanthodina?* sp., *Panderodus* sp., *Aphelognathus?* sp., скорее всего, бурского горизонта верхнего ордовика (там же, определения Т.А. Москаленко) и мелкие членики стеблей криноидей рода *Tajmirocrinus*, появляющегося в верхнем ордовике, распространенного в основном в низах лландоверийского яруса нижнего силура (там же, определения Г.А.Стукалиной). Мощность толщи 85 м.

Буорсырская толща относится к ашгильскому ярусу верхнего ордовика.

Сарбыннихская толща названа по оз.Сарбынних. Она вскрыта в интервале 2750-2901 м, сложена переслаиванием серых доломитов и известняков. По материалам ГИС в толще присутствуют прослой глинистых пород.

Доломиты известковистые, мелкозернистые, крепкие, пятнами окремненные, с включениями неправильной формы серого кремня и белого кальцита, границы которых подчеркнуты мелкозубчатыми стилолитами.

Известняки мелкозернистые, доломитистые, крепкие, массивные, с чешуйчатыми кристаллами кальцита, с трещинами от нитевидных до 2-3 мм, выполненных кальцитом.

В кровле толщи в керна, поднятом при бурении инт. 2750-2758 м, присутствует 0,1 м долерита мелкозернистого, офитового. Ниже долерита мощностью 0,5 м керна представлен отдельными окатышами, в начале 0,1 м в виде крепкоцементированной брекчии из обломков измененного известняка и долерита. Остальные окатыши представлены доломитом известковистым и известняком с включением желваков темно-серого кремня, со множеством гнезд и прожилок кальцита, мелких зерен и стяжений пирита. Иногда заметна комковато-сгустковая

текстура, остатки колоний мелких кораллов и криноидей.

В толще найдены кораллы очень плохой сохранности: *Subalveolites sp. indet* обычно характерные для силура (интервал 2750-2758 м, определения Г.Д.Исаева) и *Favositidae* широкого вертикального распространения от среднего ордовика по карбон (инт. 2873-2882 м, определения Г.Д.Исаева). Мощность толщи 151 м.

Сарбыннихская толща на основании имеющихся палеонтологических данных и положения в разрезе относится к нижнему силуру.

Общая мощность чугасуэской серии среднеордовикского-нижнесилурийского возраста

составляет 467 м. Перекрывается она тустахской свитой верхнего карбона-нижней перми.

#### ЛИТЕРАТУРА

Якшин М.С. Микрофилиты докембрия и кембрия восточной части Манского прогиба//Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах". Новосибирск, Наука. 1978. С.186-190.

Терлесев А.А. Микрофитолиты нижнего кембрия Манского прогиба//Геология и геофизика. 1981, № 9. С.135-141.

*Valentina V.Grausman*

#### THE GEOLOGIC SUCCESSION OF USTOLENEK DRILL HOLE 2370 (DEPTH 3605-2700)

The Ustolenek well drilled on the Laptev Sea bay coast penetrated the deposits unknown before from outcrops or other drill holes of West Yakutia. Ustolenek succession well was subdivided into two series: Kenkil and Chugasues. Kenkil series consists of two units and Chugasues one consists of four units. Lithology and paleontology characteristics of all units are reported. Lower series is regarded as the Upper Riphean-Vendian. Upper series is regarded as the Middle Ordovician-Lower Silurian.

### ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ ЖУРНАЛА!

В целях удешевления стоимости подписки и почтовых расходов организуется три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология":

Редакция журнала "Тихоокеанская геология",

680063, Хабаровск, Ким Ю Чена, 65.

Ставицкая С.М., тел. 21-08-59

Геологический институт ДВО РАН,

690022, Владивосток, пр.100-летия Владивостока, 159.

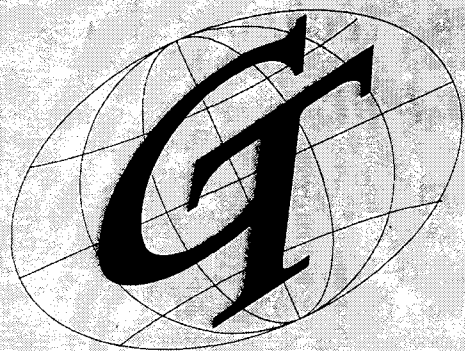
Ученый секретарь, тел. 31-87-55

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,

685000, г.Магадан, ул.Портовая, 16.

Ученый секретарь, тел. 3-00-51

Подписку можно оформить с любого очередного номера. Номер Вы сможете получить сразу же после выхода его из печати.



# **Геоинформационные технологии и системы**

**Товарищество с ограниченной ответственностью**

**(Специализированное подразделение ПГО "Тажгеология",  
с 1.02.1994 года - самостоятельное предприятие)**

**Работаем более 20 лет** в области программного и информационного обеспечения, обработки данных и разработки программных средств для геологоразведочной отрасли на различных типах ЭВМ.

**Разработаны** высокоэффективные средства комплексной обработки геолого-геофизических данных, позволяющие формировать различные методики анализа исходной информации и выдавать прогнозные решения.

**Проводим разработку** прикладных информационных систем в отрасли геологии и охраны окружающей среды, в том числе с использованием ГИС-технологий.

**Обновляем и сопровождаем** территориальный банк геолого-геофизических данных Амурской области.

Банк данных включает в себя систематизированную и классифицированную фактографическую информацию о геологическом строении территории, имеет локальные базы данных по другим районам Дальнего Востока.

**Участвуем в наполнении** геологического федерального банка данных.

**Предлагаем заинтересованным лицам и организациям** быструю и высококачественную работу по вводу и обработке цифровых и картографических данных, формированию локальных информационных систем и баз данных, разработку геоинформационных систем высокой сложности.

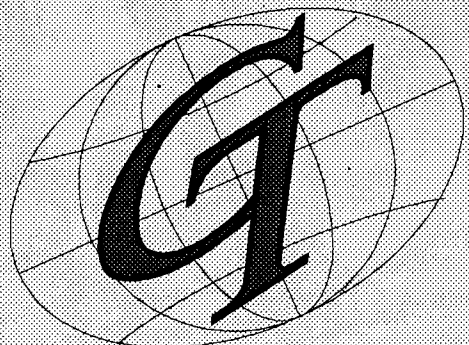
Среди наших заказчиков известные крупные государственные предприятия и учреждения, такие, как ГПП "Амургеология", Амургеолком, Амурский комитет по охране окружающей среды (г. Благовещенск), а также начинающие негосударственные и совместные предприятия (горнорудная компания "Тас-Юрях") и другие предприятия и организации.

**Наш адрес:** 680032, г.Хабаровск, ул. Новая, 17.

**Телефон/факс:** 39-60-76

**телефон:** 39-64-34

**E-mail:** Postmaster@gitis.khabarovsk.su.



# *Geoinformation technologies and systems*

Co. Ltd

Specialized subdivision PGO "Tayezhgeologiya",  
an independent enterprise from 1.02.1994)

**We work for more than 20 years** in the field of the program and information supply, processing of data and working out program means for geological exploration branch using different types of computers.

**Highly effective means** of integrated geological-geophysical data processing which allow to make up different techniques of the initial information analysis and to give prognostic solutions have been worked out.

**We fulfil working of application information systems** in geology and environmental preservation **including geographic information system.**

**We renew and accompany territory geological-geophysical data bank of the Amursky region.**

The data bank includes systematized and classified factual information on the geologic structure of the region and has local data banks related to other regions of the Far East.

**We participate in the geologic federal data bank filling.**

**We offer quick and high-quality work** on digital and cartographic data input and processing, formation of the local information systems and data banks, and working out geoinformation systems of high complexity.

Among our clients are well-known large state enterprises and institutions, such as GGP "Amurgeologiya", Amurgeolkom, Amur Committee on environmental preservation (Blagoveshchensk), as well as beginning non-state and joint ventures (Mining Company "Tas-Yuriakh"), and other enterprises and organizations.

**Our address: 680032, Khabarovsk, 17, Novaya Str.**

**Telephone/fax: 39-60-76**

**Telephone: 39-64-34**

**E-mail: Postmaster@gitis.khabarovsk.su.**



Оригинал-макет журнала изготовлен фирмой «ТАКТ Со., Ltd»  
680063, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, кв. 214

---

---

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91 г. Подписано к печати 15.06.95 г.  
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 17,5. Уч.-изд.л. 16,99.  
Тираж 300 экз. Заказ 258.

---

---

Отпечатано в типографии издательства «Дальнаука» ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

---

(Адрес подписчика)