

Яроцкий Георгий Павлович

Горный инженер - геофизик, выпускник Львовского политехнического института. Кандидат геолого-минералогических наук, академик Российской академии естественных наук, доцент Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга. Родился 9.08.1935 г. в Украине, в семье сельских учителей.

Работал в 50-80-х годах XX века в производственных геологических организациях Министерства геологии СССР на Колыме (п. Нижний Сеймчан), Западной Чукотке (бассейны рек Малый и Большой Анюй), Камчатке (Западная и Южная, Паужетка, Камчатский перешеек и в

Корякии (юго-запад Корякского нагорья), в Монголии и Воркуте. Проводил геофизические работы по поиску и изучению золотоносных россыпей, геологическому картированию масштабов 1:200000 - 1:100000, картированию скважин на нефть и газ, уголь, термальные и перегретые воды, самородную серу.

В 1961-1963 гг. впервые разработал методику и технику каротажа высокотемпературных скважин - Паужетского, Паратунского и Больше-Банного месторождений. В составе группы геологоразведчиков Камчатского РайГРУ является первооткрывателем Паужетского месторождения перегретых вод (1964 г.).

В 1963-1964 гг. работал в Монголии, где впервые ввёл в эксплуатацию советские каротажные станции АЭС-900 при бурении на воду, уголь, нефть и газ, вольфрам, флюорит.

В 1966-74 гг. разработал комплекс геофизических методов картирования и поисков самородной серы во вторичных кварцитах Северо-Камчатского сероносного района. На выявленной в 1967 г. геофизической аномалии вскрыто серно-сульфидное оруденение с золотом, медью, серебром. Является первооткрывателем вместе с техником-геофизиком Сидоровым П.Г. и геологом Поляковым Г.П. этого месторождения, названного им "Юбилейным". Разработал методологию прогноза сероносного района, его узлов, полей и месторождений.

С 1978 г. разрабатывает начала теории глыбово-клавишной структуры земной коры Корякско-Камчатского региона, основанной на тезисе определяющей роли разломно-блоковой тектоники на активной окраине континента в зоне перехода континент-океан, и закономерной связи рудоносных таксонов с глыбами и блоками коры окраины.

С 1991 г. - сотрудник институтов Российской академии наук.

Разработал методику картографирования природных ресурсов в методологии экологической геологии и составил по заказам Администраций карты геологической среды и биосферы с антропосферой для Камчатской области, Елизовского, Усть-Большерецкого, Соболевского, Быстринского, Алеутского районов, Корякского автономного округа. Синтез карт дает возможность зонирование территорий в перспективном планировании стратегии природопользования и хозяйствования на 15-25 лет. Имеет Патент РФ "Географическая карта Корякского автономного округа" (№ 45407 от 16.04.1999 г., в соавторстве с В.А. Корчмитом).

Новые положительные результаты по тектонике и геоструктурам, металлогении, сейсмичности показывают плодотворность Концепции глыбово-клавишной структуры земной коры на активных окраинах континентов Тихоокеанского подвижного пояса.

В 1991-1995 гг. работал в Камчатском Институте экологии и природопользования ДВО РАН, занимаясь проблемами формирования особо охраняемых природных территорий, оценкой природных условий, явлений и ресурсов территории края, исследовал явление феномена дикого тихоокеанского лосося. Автор патента РФ № 21111656 от 27.05.1998 г. на изобретение "Способ повышения рыбопродуктивности водоёма", основанного на открытии им связи биологической системы тихоокеанского лосося и геологической угленосной системы, образующей уникальный богатейший биогеоценоз его диких популяций на Северо-Западе Тихого океана. В 2007-2010 гг. оформил обоснование биогеоценоза тихоокеанского лосося в монографии "Камчатский край. Перспективы и направления развития территории и охраны природы" (2010).

В 1996-1997 гг. работал в Институте комплексного анализа региональных проблем (г. Биробиджан), исследуя территорию Камчатской области и Корякского автономного округа как регион нового освоения, занимал должность Советника по науке Губернатора Корякского округа (п. Палана). В 1998-2003 гг. возглавляет научный отдел Камчатского госуниверситета, сочетая работу с преподаванием геологических дисциплин.

С 2003 г. работает в Институте вулканической геологии и геохимии и Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Ветеран Камчатской геологии, Кавалер Золотого знака НКО "Горнопромышленная ассоциация Камчатки" и правительственных наград, Делегат XIV и XV съездов Русского географического общества, "Почётный член РГО" с 2014 г.

Г.П. Яроцкий

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Книги 2 и 3



Российская академия наук
Дальневосточное отделение
Институт вулканологии и сейсмологии



Камчатский государственный университет
имени Витуса Беринга

Г.П. Яроцкий

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Книги 2 и 3



ISBN 978-5-902-424-02-8



978-5-902-424-02-8



**Камчатка. Вулкан Карымский. Извержение.
Высота столба пепла около 3-х км.
Фото В. Юдин**



**Камчатка. Вулкан Плоский Толбачик.
Шлаки на фланге лавы.
Извержение 2013 г. Фото Г. Карпов**



**Камчатка. Вулкан Вилючинский
Сентябрь. Фото: Д. Будков**



**Камчатка. Вулкан Плоский Толбачик. Канатная лава под застывшим
покровом лавы. Извержение 2013 г. Фото Г. Карпов**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕКЦИЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ,
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГОРНЫХ НАУК**

**ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЭКОЛОГИИ**

**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY FEB RAS
LABORATORY OF GEOECOLOGY**

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КАМЧАТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени ВИТУСА БЕРИНГА
КАФЕДРА ГЕОГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**

**MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCE
OF THE RUSSIAN FEDERATION
KAMCHATKA OF VITUS BERING STATE UNIVERSITY
CHAIR OF GEOGRAPHY, GEOLOGY AND GEOPHYSICS**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ
КАМЧАТСКОЕ И КОРЯКСКОЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОТДЕЛЕНИЯ
RUSSIAN ACADEMY OF NATURAL SCIENCES
KAMCHATKA AND KORYAK BRANCH**

**РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
КАМЧАТСКОЕ КРАЕВОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
RUSSIAN GEOGRAPHIC SOCIETY
KAMCHATKA REGIONAL BRANCH**

THE RUSSIA ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY FEB RAS
LABORATORY OF ECOLOGY
KAMCHATKA OF VITUS BERING STATE UNIVERSITY
CHAIR OF GEOGRAPHY, GEOLOGY AND GEOPHYSICS

GEORGIY P. YAROTSKY

**TRANSVERSE DISLOCATIONS
OF ACTIVE
CONTINENTAL MARGINS
PACIFIC ORE BELT.
GEOPHYSICAL RESEARCH**
(IN 2 VOLUMES)

Petropavlovsk-Kamchatsky

2014

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕКЦИЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ,
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГОРНЫХ НАУК**

**ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН
Лаборатория геозкологии**

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КАМЧАТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ ВИТУСА БЕРИНГА
Кафедра географии, геологии и геофизики**

Г.П. ЯРОЦКИЙ

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(Корякия – Камчатка – Сахалин - Япония)
(в 2-х книгах)

Книга 2

Поперечные дислокации окраинных морей и суши их обрамления на северо-западе Тихого океана

Книга 3

Глыбово-клавишная структура земной коры окраин и проявление закономерностей экологических функций литосферы

МОНОГРАФИЯ

Петропавловск-Камчатский

2014

УДК 597.552.11+57.046 (571.66)

ББК 23.31

Я768

Издание осуществлено при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университета имени Витуса Беринга» на 2012-2016 гг.

Рецензенты:

И.Ф. Делемень кандидат геолого-минералогических наук,
А.Г. Нурмухамедов кандидат геолого-минералогических наук,
А.А. Алискеров кандидат геолого-минералогических наук

Яроцкий Георгий Павлович

Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Геофизические исследования (Корякия – Камчатка – Сахалин – Япония) (в 2-х книгах) / Г.П. Яроцкий. Книга 2. Поперечные дислокации окраинных морей и суши их обрамления на северо-западе Тихого океана: – 117с. Книга 3. Глыбово-клавишная структура земной коры окраин и проявление закономерностей ресурсной и геодинамической функций литосферы: – 202с. – Петропавловск-Камчатский: Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга. 2014. – 319 с.: илл. 141.

ISBN 978-5-902-424-02-8

Представлены материалы геофизических исследований предшественников и современников, результаты их интерпретации автора по проблеме роли поперечных разломно-блоковых дислокаций в концепции глыбово-клавишной структуры земной коры активных восточных окраин азиатского континента. Методология исследования лежит в концепции экологической геологии, рассматривающей как примат экологических функций литосферы в создании условий зарождения и устойчивого развития биосферы Земли. Монография продолжает изложение исследования автора ресурсной, геодинамической и геохимической экологических функций литосферы в области закономерных связей металлогенических рудных таксонов и очагов сильных землетрясений с тектоникой Корякии, Камчатки, Сахалина, Японии.

Представляет интерес для специалистов геологоразведочных производств и научных работников, студентов геологических специальностей.

Монография продолжает публикацию ранних исследований автора.

Geophysical data of predecessors and contemporaries of active eastern outskirts of the Asian continent, and author interpretation of it, is presented. Importance of transverse fault-block dislocations for the concept of block-key structure of the crust is considered. Research Methodology is based on the concept of ecological geology, studying the influence of the lithosphere on creation and sustainable development of the Earth's biosphere. The monograph presents research resource, geodynamic and geochemical geological functions of the lithosphere. Forecast of metallogenic areas and development of the northeast Asia continental tip seismicity.

Monograph is interesting to geological-exploration professionals, scientists and students of geological specialties

Печатается по решению Учёного Совета Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН от 20.12.2013 г (протокол № 14), Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга от 27.12.2013 г. (протокол №7), Постановлению Секции геолого-минералогических, геофизических и горных наук ДВО РАН от 23.09.2014 г.

УДК 597.552.11+57.046 (571.66)

ББК 23.31

ISBN 978-5-902-424-02-8

©Г.П. Яроцкий, 2014

© Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014

© Камчатский государственный университет им. В.Беринга, 2014

© РАЕ. Камчатское и Корякское региональные отделения, 2014

© ВОО «Русское географическое общество», 2014

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография является продолжением исследований, опубликованных в 2007 г. в книге *«Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса (Корякия-Камчатка-Сахалин-Япония-Новая Зеландия-Чили). Геологические взгляды на проблему поперечных дислокаций и их минерагеническую роль. Книга 1. (2007)». Позже автором издана монография «Камчатский край. Перспективы и направления развития и охраны природы» (2011), в которой рассмотрен биогеоценоз тихоокеанского лосося Камчатки и Корякии как сообщества биологической системы дикого лосося и геологической угленосной системы. В настоящей монографии рассматриваются геофизические исследования в проблеме поперечных дислокаций, решения ресурсной и геодинамической экологических функций литосферы в рамках геотектонической концепции глыбово-клавишной структуры земной коры окраины азиатского континента.*

В современной системе наук экологическая направленность исследований наиболее проявляется в различных аспектах наук о Земле. Возникли и в разной степени разрабатываются, дезинтегрируясь, экологическая минералогия, экологическая гидрогеология, экологическая геохимия, экологическая геофизика, экологическое почвоведение и т.д. Однако, ни одно из этих направлений не может претендовать на комплексное решение эколого-геологической проблематики, как это показано в методологической работе *«Теория и методология экологической геологии» (Теория..., 1997)*. В конечном счёте, от упомянутой дезинтеграции геолого-экологических исследований в конце XX века научный прогресс перешёл на путь системной консолидации усилий решения фундаментальных и практических постиндустриальных проблем цивилизации, с целью выработки новой парадигмы выживания человека – экологической идеологии стратегии развития общества.

Нет ничего удивительного в том, что это решение экологических проблем неизбежно возникло в геологических науках. По нашему глубокому убеждению, это было абсолютно неизбежно, так как субстратом жизни на Земле является единственная её оболочка – геологическая. Все сферы геологической оболочки объективно предназначены и созданы мирозданием для единственной функции: обеспечения условий зарождения и бесконечного устойчивого воспроизводства и развития биосферы. В этом аспекте мироздания интеграция геологических знаний наиболее продуктивна, как нам представляется, в их системе, объединённой под названием «экологической геологии», и для которой в наибольшей мере характерен экологический реализм путей преобразования природы.

Геоэкология – этот термин был предложен в 1984 г. , в эпоху замечательного – «золотого века» – периода советской геологии, который известен как эпоха выдающихся научных исследователей и высочайшей эффективности практических достижений в геологоразведке. Выдающийся государственный деятель – Министр геологии СССР Е.А. Козловский с соавторами А.И. Жамойдой и В.Б. Кулешевым (1984) определили идеологию комплексной науки, исследующей все абиотические объекты (сферы) Земли. Целью являлась оценка влияния на литосферу, гидросферу, атмосферу, а в конечном счёте – биосферу, различных процессов антропогенных и техногенных цивилизаций XX века.

Экологическая геология рассматривается методологически как составная часть геоэкологии (*Экологические функции литосферы, 2000*). С начала XXI века её содержание энергично наполняется исследованиями техногенно преобразованной литосферы (*Трансформация..., 2006*). В начальный период становления экологической геологии в её направленности, по нашему мнению, преобладали аспекты выявления и показа позитивной роли литосферы в жизнедеятельности биоты. Вместе с тем, на примерах природных геопатогенных и геовитагенных процессов в литосфере, перемежающимися с таковыми в антропогенезе и техногенезе, становилось видно, как меняется и должно изменяться отношение к новой оценке роли литосферы геологическим сообществом. Именно геологи первыми встречались с последствиями процессов антропогенного опустынивания, искусственно вызванными землетрясениями, геохимическим загрязнением огромных территорий от складирования техногенных отходов и т.д.

Экологическая геология в своей теоретической и методологической основе имеет представление об экологических функциях литосферы. Она изучает «... Закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием природных и техногенных причин в связи с жизнью и деятельностью биоты и прежде всего человека» (*Экологическая..., 2000, стр. 10*). Объектами исследования экологической геологии являются традиционная для ряда геологических наук литосфера со всеми её экологически важными компонентами. В прикладном аспекте объекты её находятся в приповерхностной части литосферы в зоне возможного техногенного воздействия. Объекты созданы горными породами, подземными водами (а по нашему мнению, и поверхностными водами и почвами), нефтью и газами, влияющими на зарождение, существование и развитие биоты. Предмет экологической геологии – системы знаний об экологических функциях литосферы: ресурсной, геодинамической, геохимической и геофизической. По мнению основоположников методологии экологической геологии В.Т. Трофимова, Д.Г. Зилинга, В.А. Богословского и ряда их сотоварищей внутреннее многообразие этих четырёх функций достаточно определяет и отражает роль и значение литосферы в жизнедеятельности биоты. Мы, в свою очередь, полагаем, что при сокращениях из концепции, например, поверхностных вод, педосферы, и тем самым её обеднении, эти функции, являясь классическими, требуют дополнения интегрирующим итогом – биогеоценотической функцией (*Яроцкий, 2002*).

Автор монографии с середины XX века соприкасался с аспектами взаимосвязи биоты с горными породами (в т.ч. водами) и с почвами тундр, гор Колымы, Чукотки, Камчатки, Воркуты, Корякии, в частности, с породами сернокислотного выщелачивания – вторичными кварцитами (*Геолого-геофизические закономерности размещения вулканических серных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Корякия, Камчатка, Курилы, Япония) (2006)*). Впоследствии возник интерес к феномену тихоокеанского лосося. («*Дикий тихоокеанский лосось Северо-Запада Пацифики. Феномен и путь спасения. Камчатка и Корякия*» (2013)). После ряда катастрофических землетрясений на юго-западе Корякского нагорья, возник интерес к геодинамической экологической функции на активной окраине азиатского континента на Северо-Востоке Азии. На протяжении всей научной деятельности постоянно автор обращается к ресурсной экологической функции литосферы через исследование аспектов локализации рудоносных таксонов в геоструктурах глыбово-клавишной структуры земной коры (*Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса, 2007*).

*Геологоразведчикам и вулканологам –
первопроходцам Камчатки и Корякии,
современникам и создателям геологии и
вулканологии Ойкумены нашего
Отечества с благодарностью*

Автор

ВВЕДЕНИЕ

В монографии приоритет исследования и описания отдан северо-западным поперечным дислокациям Корякско-Камчатского региона: разломным, интрузивным, геоморфологическим и др. геоструктурам, а также выявленным геофизическими методами. Кроме них, распространением пользуются дислокации других направлений. Тем не менее, исходя из концепции исследования, именно северо-западные дислокации являются объектом наибольшего внимания. Объект авторского исследования – разломные дислокации диагональной сети трещиноватости, на первый взгляд, ограниченная тема исследований, которому автор с перерывом посвятил больше 40 лет. Однако, в рамках общего предмета изучения тема оказалась с выходом на аспекты геотектоники, металлогении и даже сейсмологии и геобиологии. В целом, разрабатываемые аспекты предмета описывают закономерности проявления экологических функций литосферы: ресурсной, геодинамической и геохимической. Именно методология экологической геологии обобщает, казалось бы, разные аспекты существования на Земле Биосферы со своим субстратом – Геологической средой. И современная геология, пройдя путь обеспечения человечества минеральным сырьём, возвратилась к своим истокам – связям животных и растительности с субстратом зарождения, эволюции и устойчивого развития Биосферы Земли. Другой аспект исследований относится к территории края – здесь приоритет отдаётся материковой части Корякско-Камчатского региона в силу его значительной обнажённости и незначительности площадного распространения покровных фаций вулканизма, бронирующих нижележащие толщи. Эта территория полностью покрыта геологической, аэромагнитной и гравиметрической съёмки м-ба 1:200 000, а в ряде мест и более крупного масштаба.

Освещённость в литературе затронутых аспектов проблемы поперечной тектоники и геоструктур региона в геофизике разная. Представлены воззрения на глубинное строение Камчатки и Корякии Ю.Ф. Мороза, проводившего региональные и детальные электроразведочные исследования. В плоскости представлений об особенностях глубинных геоструктур и сейсморайонирования, получаемых в результате создания системы региональных поперечных субширотных и северо-восточных электроразведочных и сейсмологических (МОВЗ) профилей, ряд работ принадлежит А.Г. Нурмухамедову. Вместе с тем, их исследования не содержит металлогенических аспектов глубинного строения территории.

Геолого-геофизические аспекты исследования проблем тектоники широко освещены в работах С.Е. Апрелькова, С.В. Попруженко, А.А.Коляды, Б.И. Сляднева, А.Г. Нурмухамедова и др. В них приматом являются геологические представления, аргументированные разными геофизическими данными, главным образом,

гравиметрическими, электроразведочными. Во многих работах этих авторов обобщены многолетние достижения геологов в области картирования и глубинного строения территории. С.Е. Апрельков, Г.И. Декина, С.В. Попруженко составили первую тектоническую схему материковой части региона (к сожалению, не изданную), которая вобрала в себя материалы завершённых геологических и гравиметрических съёмок масштаба 1:200 000 и их тектонических схем к листам этих государственных съёмок.

Вместе с тем, оценивая геолого-геофизические работы государственных съёмок в настоящей монографии, и, обращаясь к геологическим исследованиям, ранее оценённым в монографии «*Поперечные дислокации...*» (Яроцкий, 2007), мы склонны к тому, что тектонический (разломный) аспект поперечных дислокаций особого интереса у исследователей не вызывает и поныне. С одной стороны, это обусловлено методической сложностью интерпретации данных, с другой, отсутствием рабочей концепции в исследовании поперечных дислокаций в тектонике геоструктур и связи с ними металлогении и её таксонов. Тем не менее, во многих геологических и геофизических работах имеются авторские факты, их интерпретации или предположения, относящиеся к поперечным дислокациям, в частности, северо-западного простирания. Исходя из авторской концепции, определяющей поперечные дислокации западного побережья Тихого океана как элемент развития планетарной диагональной сети трещиноватости, в монографии приведены и некоторые сведения по территориям обрамления Тихоокеанского подвижного пояса. Это данные по Японии, Колыме, Сахалину, Охотскому морю.

Целью выполненных нами исследований по поперечной тектонике геоструктур активных окраин континента было прогнозно-металлогеническое районирование. Ставилась проблема выявления особенностей продольных закономерностей развития региональных геоструктур, исследовались закономерные связи их тектонических элементов с локализацией рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих факторов, определялись территории и площади металлогенических таксонов. Так появилась схема пути локализации *рудных районов*, как основного и предельного по размерам металлогенического таксона активных окраин континента на территории Корякии, Камчатки, Сахалина, Японии, Новой Зеландии, Чили. Дальнейшая разработка проблемы дала возможность перехода к рудным узлам, полям и их месторождениям. В конечном счёте, сформулированная авторская концепция *глыбово-клавишной структуры земной коры* (Яроцкий, 1974, 1976) позволила подойти к решению прогнозно-металлогенических задач. Это направление исследований разрабатывает ресурсную экологическую функцию литосферы, связанную с формированием месторождений полезных ископаемых.

Вместе с тем, авторская тектоническая концепция оказалась основой подхода к решению неких тектонических аспектов сейсмологии на материковой части региона. Оказалось возможным использовать представления о глубинных геоструктурах как вероятных сейсмогенных объектах территории Корякского сейсмического пояса, обрамляющего литосферную плиту Берингию на суше её северных флангов. Этот аспект сейсмичности СВ Камчатского края важен тем, что она не связана с современной зоной субдукции, здесь отсутствующей. Дальнейший анализ показал, что глубинное строение геоструктур на ЮВ окончаниях глыб земной коры окраины континента в зоне перехода от суши к океану может объяснить, в ряде случаев, и землетрясения в современной сейсмофокальной зоне. Эти аспекты глыбово-клавишной концепции земной коры активных окраин континентов Тихо-

океанского подвижного пояса позволили обратиться к геодинамической экологической функции литосферы на активной современной окраине континента на Северо-Востоке Азии.

Монография отличается своей необычной формой изложения материалов. Так, результаты специального исследования автора – конечные, либо предварительные – изложены в начале книги. И сделано это для погружения сразу в суть исследования, в котором автора интересуют результаты предшествующих исследований, которые в той или иной мере аргументируют разрабатываемую авторскую концепцию. В этом заключён классический научный подход: сбор данных для проверки гипотезы или концепции и последующего определения нерешённых проблем. Ещё в 2007 г. редактор монографии автора «*Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса*» (2007) профессор МГУ Н.И. Старостин отметил: «*Особенностью книги является новый стиль анализа фактического материала, исключая дискуссионный полемический способ обоснования концептуальных представлений*» (стр. 5). Этот стиль сохранён нами и в настоящей монографии, состоящей из двух Книг (2 и 3) в одном переплёте. Ранее, в Книге 1 (2007) под аналогичным названием рассмотрены геологические взгляды на проблему поперечных дислокаций и их минерагеническую роль. В представляемой Книге 2 дан анализ геофизических аспектов проблемы поперечных дислокаций в общем виде и сделаны наши выводы в контексте понимания глыбово-клавишной структуры земной коры на активных окраинах континента Азии в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. В Книге 3 приведены материалы по отдельным территориям и площадям сектора. Их геофизические факты и интерпретационные результаты становятся аргументами последующих изложений результатов авторской концепции в области ресурсной и геодинамической экологических функций литосферы. В монографии обозначенные аспекты связи этих функций с литосферой показаны на материалах собственных исследований в рамках геотектонической авторской концепции глыбово-клавишной структуры земной коры и блоково-клавишной структуры её отдельных горизонтов (слоёв) и вулканогенно-осадочных ярусов.

В рассматриваемом контексте проблемы поперечной тектоники раннее историческое развитие представлений о территории доминировало на парадигме продольности структурного плана. Наличие таких фактов, как Малкинско-Петропавловская зона (камчатская Фосса-Магна) поперечных дислокаций, факты северо-западных структур и отдельных их элементов, данные о магнитном поле в начале исследования Камчатки первоначально привели к концепции северо-западного тектонического древнего плана, на который наложились вулканические пояса (Тихонов, 1961; 1968). По мере накопления фактов эта точка зрения воспринималась всё менее и основание докайнозойских структур стало приниматься как северо-восточный мезозойский план.

В тексте приведены цитаты из первоисточников (выделены курсивом), ссылки на архивные материалы (например, 1971 г.). Как правило, сохранены авторские названия стратиграфических подразделений, которые иногда раскрываются в современной рубрикации («*Карта полезных ископаемых...*», 1999). Сохранены авторские единицы интенсивности геофизических полей: для магнитного поля (ΔT)_а – гамм, мЭ (нТл), для гравитационного (Δg в редукции Буге) – мГл, для электрического – ρ_k , Ом·м, См.

*Наука заключается в такой
группировке фактов, которые
позволят выводить на основании
их общие Законы и заключения*

Чарльз Дарвин

КНИГА 2

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И СУШИ ИХ ОБРАМЛЕНИЯ НА СЕВЕРО- ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ У АВТОРА ИНТЕРЕСА К ПРОБЛЕМЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПРОДОЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТА

ГИПОТЕЗА О ПРОИСХОЖДЕНИИ КАМЧАТКИ КАК ПОГРАНИЧНОЙ СТРУКТУРЫ НА ОКРАИНАХ ОХОТИИ И БЕРИНГИИ

Приводятся авторские обращения к особенностям геофизических полей региональных съёмок и формулирование проблемы. От определения «блоково-клавишной» оценки строения верхних этажей земной коры региона показан переход «к глыбово-клавишной структуре» коры, как предтече концепции глубинной тектоники активной окраины континента.

2.1.1.

Г. П. Яроцкий «Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корякско-Камчатского региона» (1974).

Геофизический облик региона определяется ярко выраженным, так называемым Камчатским простираем гравимагнитных полей, что обусловлено таким же генеральным направлением структур земной коры, устанавливаемых геологическими материалами. На этом фоне совокупность логических и метрических признаков и закономерностей полей позволила автору выделить ряд линий их корреляции северо-западного направления. Некоторые геолого-геоморфологические и сейсмогеологические данные позволяют классифицировать эти направления как древние глубинные разломы так называемого алеутского простираем (с юга на север): Октябрьско-Крестовый, Соболевско-Петропавловский, Сопочно-Жупановский, Утхолок-Кроноцкий, Тигильско-Ключевской, Паланско-Командорский, Тайгонос-Карагинский, Ребро-Анапкинский, Парень-Таловско-Тиличикский, Омолон-Каменско-Олюторский, которые располагаются вдоль оси Камчатки, примерно через 150 км. Эти разломы продолжаются также в акваторию Тихого океана и фиксируются на Азиатском континенте.

Алеутские разломы обусловили *блоково-клавишное строение коры* региона с различной ее мощностью и соотношением слоев в блоках. Индикатором этого является зональное проявление магматизма (по составу) и специфика размещения полезных ископаемых. Значительна роль Алеутских разломов в формировании элементарных тектоно-магматических блоков – очаговых структур (в понимании М. А. Фаворской и др.), с которыми связаны рудные районы региона (Южно-

Камчатский, Козыревско-Оганчинский, Северо-Камчатский и др.). Особенности гравимагнитного поля позволяют выделить ряд подобных очаговых структур разного возраста заложения и длительности развития.

Глубинные разломы региона Камчатского, Алеутского и других направлений, размещение очаговых структур и полезных ископаемых могут быть объяснены с позиции тектоники плит. Процесс пододвигания океанических плит под континент и их переработка является прерывисто-непрерывным и обуславливает постоянную связь очаговых структур коры с подкоровой областью.

2.1.2.

Г. П. Яроцкий «Поперечные глубинные разломы и некоторые аспекты строения земной коры Корякско-Камчатского региона» (1976).

На территории региона исследователи выделяют разрывные дислокации разных рангов и направлений. Наиболее крупными являются глубинные разломы северо-восточного т. н. камчатского направления, разграничивающие складчатые структуры региона (*Тарасенко, Лопатин, Декин, 1969*). По геолого-геофизическим данным они прослеживаются на десятки сотен км и относятся к продольным. Для них характерна кучность индикационных геофизических признаков, выдержанных в узкой и протяженной полосе. Нарушения других направлений как глубинные не рассматриваются.

Анализ региональных геофизических полей позволил выделить систему нарушений, поперечных камчатским. Для них характерна пунктирность индикационных аномалий – признаков, расположенных в широкой полосе. При этом, в полосе отмечаются: чередование локальных аномалий обоих знаков, ступени поля, торцовое сочленение изолиний, рассечение аномалиями одного простирания аномалий другого и т. п. Выделены следующие нарушения, названные *алеутскими* (с юга на север): Первый Курильский (П-Кр), Октябрьско-Крестовый (О-К), Соболевско-Петропавловский (С-П), Сопочно-Жупановский (С-Ж), Утхолок-Кроноцкий (У-К), Тигильско-Ключевской (Т-К), Воямпольско-Камчатский (В-Км), Паланско-Командорский (П-К), Тайгонос-Карагинский (Т-К), Ребро-Анапкинский (Р-А), Парень-Таловско-Тиличикский (П-Т-Т), Омолон-Каменско-Олюторский (О-К-О) (*Яроцкий, 1974*).

Алеутские нарушения прослеживаются на суше региона, в акваториях океана, Берингова и Охотского морей и на территории распространения мезозоид Северо-Востока. Для них характерны постоянство простирания ($320-330^\circ$) и расстояний между собой (вдоль оси полуострова – через 130-150 км). Нарушения заключают участки сравнительно однородных полей, ориентированных на северо-восток, в СЗ поперечном направлении – поля крайне неоднородны. Они ограничивают простирание односоставного магматизма, приуроченного к линейным структурам камчатского направления.

Так, на Западной Камчатке малые интрузии сиенитов и шонкинитов (миоцен-плиоцен), диабазов (поздний мел) заключены между С-Ж и Т-Кл нарушениями; на Восточной Камчатке – габброиды Хавывенского массива (ранний мел-палеоген) и гипербазиты г. Солдатской (ранний мел) ограничены В-Км и П-К; между Т-К и Р-А – распространены гранитоиды перешейка; между Р-А и П-Т-Т – в зоне Вывенского глубинного разлома, заключен лишь умереннокислый комплекс (миоцен-плиоцен); между П-Т-Т и О-К-О – заключены гипер-

базиты Маметчинского и Куюльского массивов (ранний мел), Имланский массив сложного состава (палеозой) и т. п.

Алеутские нарушения контролируют распределение оруденения в металлогенических зонах, приуроченных к камчатским структурам, образуя рудные районы: Северо-Камчатский оловоносный – между П-Т-Т и О-К-О нарушениями; Северо-Камчатский сероносный – между П-Т-Т и Р-А; а также Пенжинский, Эруваямский и Козыревский – золоторудные, Центрально-Камчатский сероносный и др. При этом, между двумя нарушениями могут параллельно располагаться районы разной специализации. Площадь любого района – определенная по комплексу геологических (*Фаворская и др., 1969*) и геофизических признаков как территория возможного развития оруденения – не превышает 6000 кв. км. Изучение размещения сернорудных районов Японии (*Т. Муракоси и др., 1961*) показывает: их протяженность вдоль вулканических поясов равна в среднем 140 км; расстояния между их центрами равны или кратны 140 км; максимальная площадь – 6000 кв. км (районы Ибори, Мацуо-Хатимантай, Иошин, Татеяма, Араодако-Наруко и др.).

Совокупность геолого-геофизических данных показывает, что алеутские нарушения играют роль поперечных, сквозькоровых, сквозных глубинных разломов (*по классификации В. И. Хаина, 1973*). Они расчленили длительно развивающуюся по единому северо-восточному плану геосинклинальную систему на отдельные глыбы, которые, в силу этого, претерпели частные отклонения в своем развитии. К алеутским разломам, длительно живущим, приурочены грабеобразные структуры в разных этажах коры. Деление на глыбы отражено и в современном рельефе: перечисленные разломы заключают полуострова и заливы восточного побережья, в редких случаях это отмечается и на западном побережье.

Ряд фактов позволяет в этом свете рассматривать **структуру земной коры региона как глыбово-клавишную**. Аргументами «клавишности» являются: значительные дифференцированные вертикальные движения (зоны полуостровов – «всплывают», заливов – «погружаются»), наличие всего спектра землетрясений, резкое нарушение изостазии (*Павлов, Семакин, 1972*) на восточном побережье, выровненный рельеф, наличие только глубокофокусных землетрясений и более изостатически уравновешенная кора – на западном побережье. Таким образом глыбы на западной окраине региона закреплены более жестко – в отличие от восточной.

Строение коры в различных глыбах представляется неоднородным как по мощности, так и по соотношению слоев. В случае преимущественного развития в разрезе глыбы гранитоидов – предполагается достаточно мощный «гранитный» слой, в случае базальтоидов – достаточно слабый. Развитие ультраосновных пород фиксирует положение сверхглубинных разломов.

В предлагаемом аспекте вопрос о строении коры и металлогенической специализации региона ставится впервые. Он вытекает из формального анализа гравитационного и магнитного (наблюденного и трансформированного) полей и притяжения в качестве критериев истинности интерпретации известных геологических данных.

Примечание: в приведенных здесь ранних публикациях определена роль поперечных разломов как глубинных сквозькоровых, межглыбовых, которая вытекает из совокупности разнообразных геолого-геофизических признаков.

2.1.3.

А. И. Байков, Г. П. Яроцкий, В. Д. Дмитриев, Г. П. Деникин
«Геоблоки Камчатки и их металлогеническая специализация»(1976).

На территории Камчатки выделяются краевые части гипотетических платформ Охотии и Берингии, разделенные вулканическими поясами альпийской геосинклинальной системы.

Краевая часть геоблока Охотии в западной части полуострова включает Срединный выступ метаморфических пород и поле развития меловых и кайнозойских терригенных образований его западного обрамления, рассматривающихся как формации передового прогиба Охотской платформы. Эта часть геоблока характеризуется нормальным или слабо отрицательным магнитным полем с отдельными локальными максимумами. Гравитационное поле средней интенсивности с многочисленными минимумами, граница которого на востоке фиксируется ступенями высокой и средней интенсивности. Мощность коры (континентального типа) по гравиметрическим данным около 30 км. Изостатическое состояние – близко к уравновешенному, сейсмичность – минимальной активности (асейсмична). Кайнозойские терригенные образования собраны в брахи- и линейные складки с высокой степенью активизации, согласно блокам мелового фундамента, несмотря на погружение последнего до глубины 6 км.

Металлогеническая специализация геоблока Охотии сиалического профиля и определяется широким спектром металлов: золота, серебра, меди, молибдена, олова, проявления которых преимущественно сосредоточены на площади выхода метаморфических пород. Известны также рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд, ассоциирующие с массивами габбро-норитового состава. Внедрение последних связывается с явлениями активизации метаморфического фундамента в ларамийскую орогеническую фазу.

Краевая часть геоблока Берингии на территории Восточной Камчатки включает полуострова Шипунский, Кроноцкий, Камчатский, а также прослеживающуюся в северо-восточном направлении полосу развития палеоген-неогеновых терригенных образований, рассматривающихся как формации краевого прогиба Берингийской платформы. Магнитное поле в полосе развития терригенных образований по своей характеристике близко к таковому в геоблоке Охотии, отличаясь от него более многочисленными локальными максимумами.

Для восточных полуостровов характерно положительное магнитное поле с рядом локальных максимумов. К ним приурочено гравитационное поле наивысшей для территории Камчатки интенсивности. Мощность коры (переходного типа) по гравиметрическим данным варьирует в широких пределах – от 15 до 30 км. Изостатически кора геоблока не уравновешена, сейсмичность – максимальна.

В современном структурном плане краевая часть геоблока Берингии рассматривается как сочетание активизированных движений восточных полуостровов, испытывающих восходящие движения, и сейсмотектонических структур, возникших в месте выхода сейсмофокальной зоны на подводный склон глубоководного Курило-Камчатского желоба.

Металлогеническая специализация фемического профиля и определяется, главным образом, рудопроявлениями меди, никеля, кобальта, хрома, железа ассоциирующими преимущественно с интрузиями гипербазит-габброидного ряда, возраст которых определяется в пределах мел-неогенового времени.

Эпикратонный характер альпийской геосинклинальной системы на территории Камчатки, развившейся на стыке в различной степени активизированных платформенных структур, находит свое отражение в специфических чертах собственно геосинклинальных верхнемеловых вулканических поясов.

Последние сложены образованиями вулканогенно-кремнистой формации и закладывались в северо-восточных и субмеридиональных геосинклинальных трюгах, на территории Западной и Восточной Камчатки разграничивающих окраинные части платформ.

Для верхнемеловых вулканитов характерны породы базальтоидного ряда, при намечающейся прогрессирующей роли калия в составах последних дифференциатов. Известны случаи излияния лав, близких по составу к меймечитам. Пояс неогеновых вулканитов прослеживается в осевой части полуострова Камчатка. Эти образования относятся к базальт-андезит-липаритовой (существенно андезитовой) группе орогенных формаций.

Металлогеническая специализация вулканических поясов определяется существенно медным оруденением для верхнемеловых вулканитов и золото-серебряным, ртутным, медно-полиметаллическим – для неогеновых. Отдельные рудные районы могут быть выделены с учетом поперечных северо-западных глубинных разломов, разграничивающих также краевые части геоблоков Охотии и Берингии. Например, в пределах последней этими разломами ограничиваются выступы восточных полуостровов.

2.1.4.

А.И.Байков, Г.П.Яроцкий «К тектонике зоны перехода континент-океан (на Камчатке) (1979).

1. Основные черты геологии Камчатки рассматриваются как результат развития вулканических поясов альпийской геосинклинальной системы, разделяющих краевые части гипотетических платформ Охотии и Берингии (рис. 1).

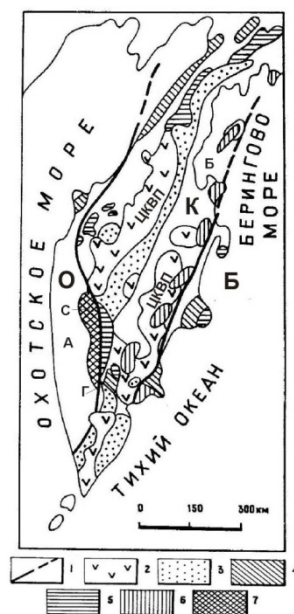


Рис.1. Схема геологического районирования
Корякско-Камчатского региона
(«Геологическая карта Камчатской области, м-ба 1:1500000».
Редактор Г.М. Власов, 1976).

1 – граница гипотетических платформ: О – Охотии (западная окраина), Б – Берингии (восточная окраина), К – Камчатка; 2 – вулканические пояса альпийской геосинклинальной системы: А – Центрально-Камчатского и Б – Восточного вулканических поясов – геосинклинальный, орогенный и посторогенные этапы; 3 – вулканогенно-осадочные образования (нижний-средний миоцен – берёзовская свита, средний-верхний миоцен – корфская свита, верхний миоцен-плиоцен – нерасчленённые – алнейская серия) межплатформенные комплексы; 4 – кайнозойские терригенные образования краевых прогибов: а – Утхолокский (нижний эоцен – напанская свита), б – Лесновско-Маметчинско-Слаутненский (средний-верхний эоцен – ликландская свита, средний эоцен-нижний олигоцен – уннэльская свита), в – Шипунский (верхний эоцен – жупановская свита, палеоцен и эоцен – станиславская свита), г – Кроноцкий (олигоцен – чажминская свита); 5 – кремнистые и кремнисто-туфогенные породы основания (альпийская геосинклинальная система, коньяк – лесновская серия, сантон–кампан – ирунейская свита и ватынская серия, коньяк-дат – аяонская, тавернская, мильгерская свиты объединённые); 6 – кремнисто-карбонатные породы основания альпийской геосинклинальной системы Восточной Камчатки (верхний мел – ветловская свита); 7 – метаморфические породы фундамента альпийской геосинклинальной системы: С – Срединного выступа, Г – Ганальского выступа.

Геосинклинальный этап характеризуется формацией слабодифференцированных позднемеловых базальтоидов и ультраосновных вулканитов, а орогенный – развитием неогеновых дифференцированных вулканических серий базальт-андезит-липаритового, существенно андезитового состава. В посторогенный этап были широко представлены образования древнечетвертичной формации платобазальтов. Для геосинклинальных основных и ультраосновных комплексов специфична прогрессирующая роль калия в разрезах этих пород, наличие меймечитов и пикритов – это подчеркивает сильную тенденцию сходства комплексов с формациями областей сравнительно устойчивого развития (окраины платформ, траппы).

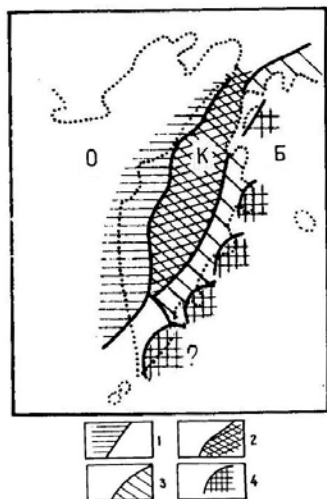


Рис.2. Схема районирования магнитного поля Камчатки.

1 – поля преимущественно нормальные и слабоотрицательные; 2 – поля преимущественно положительные с отдельными площадями знакопеременных аномалий; 3 – поля отрицательные с локальным максимумом; 4 – поля высокой интенсивности.

Примечание: на рис. 2-7 буквы обозначают: О – Охотия, К – Камчатка, Б – Берингия.

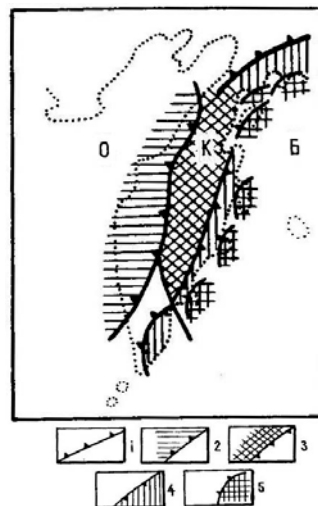


Рис. 3. Схема районирования гравитационного поля Камчатки.

1 – гравитационные ступени; 2 – поля низкой интенсивности (второго порядка) с локальными максимумами и минимумами низших порядков; 3 – поля низкой интенсивности (первого порядка) – региональный минимум с локальными аномалиями низших порядков; 4 – поля низкой интенсивности (второго порядка) со спорадическими локальными минимумами и максимумами низших порядков; 5 – поля наивысшей интенсивности, положительные.

Краевая часть Охотии выделяется на западе Камчатки и включает Срединный выступ метаморфических пород фундамента альпийской геосинклинальной системы и полосу развития кайнозойских терригенных образований – формаций передового прогиба. Краевая часть Берингии прослеживается на полуостровах Восточной Камчатки и также включает метаморфические комплексы Ганальского хребта с северо-восточной полосой развития кайнозойских терригенных образований формаций краевого прогиба Берингийской платформы. Магнитные, гравитационные и тепловые физические поля (рис. 2, 3, 4, 5), отражающие глубинное строение региона, фиксируют близкое сходство геофизических параметров краевых частей платформ, при общей намечающейся тенденции выклинивания земной коры с запада на восток. В общем плане геологическое строение Камчатки (и ее физических полей) симметрично относительно Центральнo-Камчатской депрессии, к западу и востоку от которой близко расположены однотипные структуры: вулканические пояса, краевые прогибы и собственно платформы. Пояса форми-

руют пограничную между платформами структуру геосинклинального типа (рис. 6, 7).

2. Взаимопроникновение океанических и континентальных элементов рельефа и земной коры представлено *глыбово-клатвишной структурой коры* региона, обусловленной системой северо-западных коровых и сквозькоровых дислокаций, заложенных в догеосинклинальный этап развития и активизированных в альпийскую тектоно-магматическую эпоху.

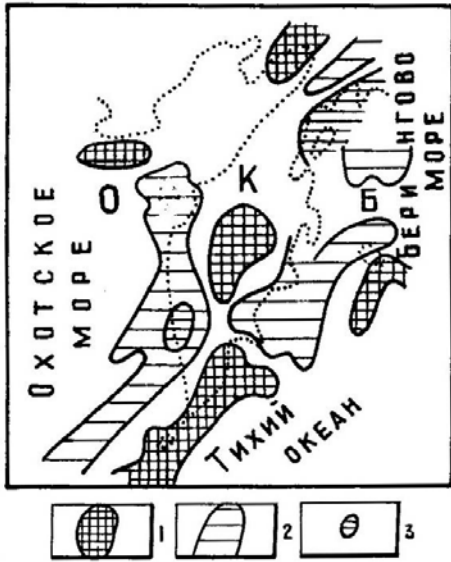


Рис. 4. Региональные магнитные аномалии (перерасчёт на высоту 15 км) (Красный, Кочергин, 1975; с дополнениями).

Значения поля: 1 – интенсивно положительные; 2 – положительные; 3 – отрицательные.

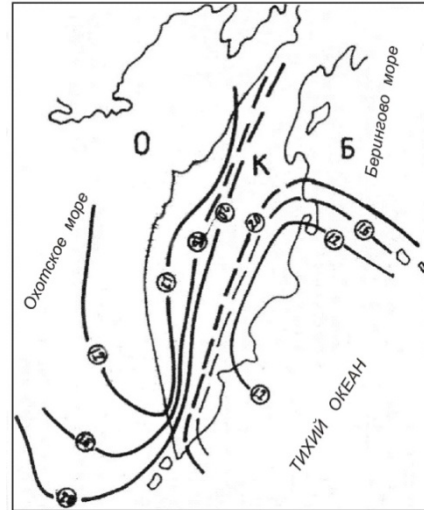


Рис. 5. Камчатка. Изолинии распределения теплового потока (мккал/см²/сек), их значения (Сугробов, Сугрובה, 1974).

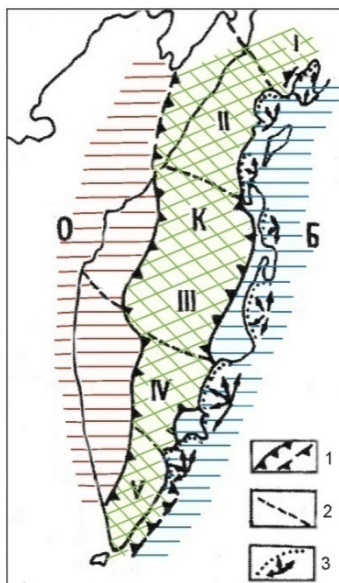


Рис. 6. Схема морфоструктурного районирования Камчатки.

1 – границы платформ; 2 – границы поперечных блоков; 3 – сейсмические структуры сейсмофокальной зоны.

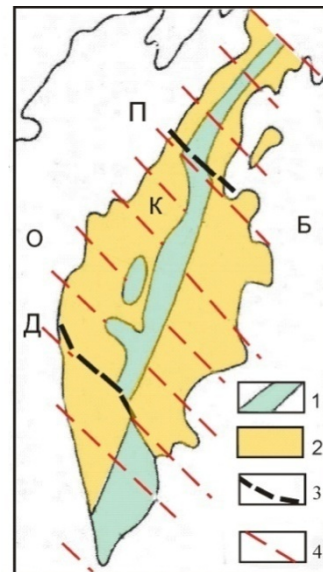


Рис. 7. Схема поперечных межглыбовых разломов.

1 – вулканические поднятия Камчатки; 2 – прогибы; 3 швы: Д – диагональный, П – Паланский (Ротман, 1964, 1971); 4 – разломы по гравиметрии и магнитометрии.

Взаимопроникновение отражается конфигурацией современного побережья Восточной Камчатки, представляющей закономерное чередование полуостровов и заливов (Западная Камчатка в этом отношении принципиально отличается от Восточной). Полуострова Восточной Камчатки указывают на вздымающиеся юго-восточные окончания глыб, относительно жестко скрепленных с кратоном Охотского моря. Их разделяют глыбы, юго-восточные окончания которых погружаются и фиксируются в морфоструктуре побережья заливами. О подобном механизме свидетельствуют данные сейсмологии и изостатического состояния коры обоих побережий Камчатки.

3. В продольном сечении земной коры Камчатки предполагается ступенеобразный профиль ее нижней кромки с максимумами мощности во вздымающихся глыбах и минимумами – в погружающихся. По мере удаления от восточного побережья к западу разность в мощности уменьшается и профиль нижней кромки коры нивелируется. Вместе с тем, строение коры в глыбах существенно различается за счет перераспределения плотности вещества и формирования в одних случаях мощного гранитно-метаморфического слоя, в других – слабого. В целом, в поперечном сечении земной коры профиль ее нижней кромки соответствует обращенному рельефу дневной поверхности лишь в общих чертах.

2.1.5.

Отражение значения поперечных разломов в Корякско-Камчатском регионе видно на серии карт «*Геологического атласа России масштаба 1: 10000000*» (1996) и в пояснительных записках к ним. Приведём краткое описание этих карт в части, касающейся, региона.

Регион в целом располагается в обширном максимуме высот квазигеоида, простирающегося от севера Японии к мысу Дежнева. К югу от п-ова Камчатского до середины Большой Курильской гряды расположен локальный максимум высот квазигеоида (18-20 м). На карте литосферных и астеносферных аномалий регион расположен в области перехода от отрицательного поля к положительному, простирающегося от оз. Балхаш до Чукотского моря. Регион ограничен изоаномалой 40 мГл по линии Северный Сахалин – точка пересечения Северного полярного круга с меридианом 180° и далее к востоку, от которой интенсивность поля возрастает до 150 мГл на мысе Лопатка (рис. 8).

В гравитационном поле в поле редукции Буге регион отражён мозаичным расположением локальных аномалий. Наиболее яркая из них – локальный максимум в междуречье Хайрюзовой-Тихой и Тигиля – т.е. на северном окончании поднятой глыбы п-ова Омгон – п-ова Кроноцкого. В акватории Берингова моря через п-ов Камчатский проходит протяжённый линейный минимум от п-ова Кроноцкого до залива Озерного с продолжением на Олюторский залив и далее на массив г. Ледяной в Корякии. Минимум длиной около 1000 км состоит из чётких локальных минимумов, разделённых по следующим северо-западным линиям: первый – на юге – по северу п-ова Кроноцкого, далее к северу – через п-ов Озёрный, ещё севернее – по линии мыс Ребро – мыс Голенищева на о. Карагинский, четвёртый – по линии Парень-Таловка-Тилички. В положительном региональном поле от с. Мильково до среднего течения р. Вывенки – границы поля на западе деформируются по линиям мыс Ребро – мыс Голенищева, Парень-Таловка-Тилички. Локальный минимум поля северо-западной ориентировки в среднем

течении р. Вывенки заключён в опущенной глыбе Олюторского залива. На продолжении этого максимума к северо-западу лежит южное замыкание глубокого минимума (-60 мГл) верховьев междуречья верховья р. Парень – истоков р. Омолон. Его протяжённость около 280 км к северо-востоку и далее от него фиксируется ещё три таких минимума, отделённых от южного окончания Корякского хребта – Анадырского залива – Чукотского полуострова по линии высоких градиентов поля: п-ов Тайгонос – с. Каменское – устье р. Анадырь – п. Эгвекилот – мыс Дежнева.

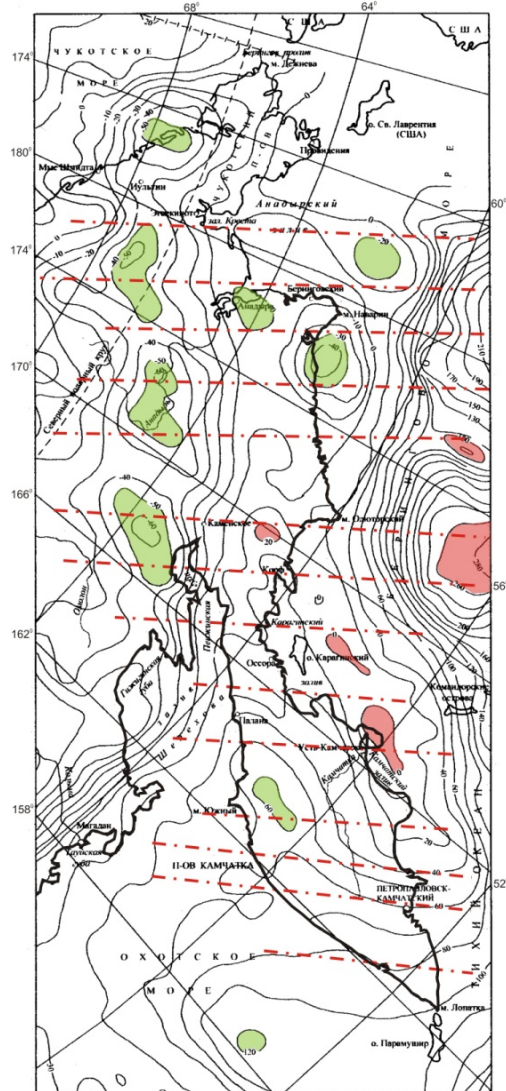


Рис. 8. Карта аномального гравитационного поля России и прилегающих акваторий (Геологический атлас России масштаба 1:1 000 000; с дополнениями, фрагмент).

Дополнение: поперечные межглыбовые глубинные разломы, в т.ч. намечаемые, алеутского направления (красные штрих-пунктирные линии).

Примечание: серым оттенком показаны понижения поля до отрицательных значений.

Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. Аномальное магнитное поля региона выражено совокупностью региональных линейных систем положительного и отрицательного знаков в сочетании с локальными мозаичными системами. На территории к северу от 64° с.ш. до массива г. Ледяной в Корякском нагорье простираются на северо-восток на 1200-1400 км пять крупных линейных систем: от нормального и слабо отрицательного (-100

нТ) поля Западной Камчатки к востоку в виде субпараллельной линейной системы, состоящей из цепи локальных положительных аномалий Срединного хребта. Далее к востоку, узкая (100-200 км) отрицательная линейная аномалия Центрально-Камчатской депрессии, простирающаяся на 700 км почти до меридиана 168° в.д. За ней от истоков р. Камчатки на северо-восток до массива г. Ледяной следует положительная линейная аномалия (300-500 нТ) шириной 60-120 км, протяжённостью 1200-1400 км. К юго-востоку от названной аномалии простирается на северо-восток система чередующихся узких (15-20 км) и протяжённых 120-150 км аномалий – минимумов (-100 ÷ -300 нТ) Восточного хребта Камчатки, простирающаяся через северо-восточную часть о. Карагинского на восточную часть п-ова Говена и далее к северу в среднее течение р. Пахачи. К юго-западу от широты южного берега п-ова Кроноцкого линейная аномалия состоит из локальных изометричных максимумов и минимумов, простирающихся в полосе шириной 50-70

км (на суше) на северо-запад с выходом к побережью Охотского моря примерно на широте вулкана Малая Ипелька. Далее к юго-западу, линейная северо-восточная аномалия г. Ледяной – п-ов Кроноцкий простирается на крайнем юге Охотского моря цепочкой отрицательных ($-100 \div -300$ нТ) аномалий, параллельной островам Большой Курильской гряды.

В аномальном магнитном поле региона видны несколько разнородных частей поля. На юге Камчатки северо-западным линейным минимумом, начинающимся в океане в 100 км к юго-востоку от Петропавловска-Камчатского, и простирающимся на северо-запад на 200 км, отрезаются линейные системы Срединного хребта, Центрально-Камчатской низменности, Восточного хребта – это Южный блок Камчатки. К северу от названного линейного минимума – мозаичное поле Восточно-Приморской низменности, хребтов междуречья верховьев Авачи, бассейна Жупановой, ограниченное на северо-востоке р. Кроноцкой – это Юго-восточный блок Камчатки.

Южное начало всех названных линейных систем региона, простирающихся с юго-запада на северо-восток, разрезается поперечной зоной по линии устье р. Жупановой – с. Мильково, вторая её часть по северо-восточному сдвигу смещается севернее и трассируется на устье р. Хайрюзовой. Южную границу этой поперечной зоны характеризует её ось шириной около 40 км, отрезающая на Западно-Камчатской низменности линейные северо-восточные узкие (20 и 40 км) протяжённые (140-170 км) максимумы (100-300 нТ) п-ова Утхолок и хребтов Медвежьего и Пенсантайских гор.

В строении поля линейной системы Срединного хребта к северу от р. Тигиль до широты 60^0 обособляется узкая линейная аномалия сложной конфигурации обоих знаков. К северу от 60^0 эта линейная система Срединного хребта резко расширяется на обширную область отрицательного поля ($-100 \div -300$ и ниже, нТ) Пусторецкой и Парапольской низменностей шириной около 100 км.

Отличительным фактором аномального магнитного поля Корьякско-Камчатского региона являются протяжённые полосовые линейные системы обоих знаков, не характерные для суши Приморья, Дальнего Востока, Сахалина, Колымского нагорья, Чукотки. Подобные системы простираются от п-ова Говена на юго-западе Корьякского нагорья до о. Хоккайдо через юг Охотского моря и Курильские острова в виде чередующихся полос положительных и отрицательных аномалий. При этом полосы разрываются по северо-западным линиям и со смещением к юго-востоку располагаются кулисообразно, эшелонами, протяжённостью 250-400 км. Общее положение полосовых систем образует своеобразную букву S, начинающуюся в акватории Берингова моря в точке пересечения широты 60^0 с.ш. и 180^0 в.д., простирающуюся через Корьякию, Камчатку, Курилы и замыкающуюся на о. Хоккайдо.

Во всех линейных системах северо-восточного простираения, определяющих общий облик аномального магнитного поля региона, устанавливается их расчленение на локальные аномалии обоих знаков, зачастую по линиям северо-западного простираения.

Интересным является соотношение магнитного поля поднятой глыбы Камчатки – п-ов Кроноцкий – п-ов Утхолок, которое может быть трассировано на северо-запад через Охотское море на азиатское побережье несколько восточнее Магадана и далее через поселки Сусуман-Усть-Неру в Янский залив моря Лаптевых. Ещё одна северо-западная полоса поля трассируется от точки пересечения широты

ты 60^0 и долготы 162^0 (с продолжением на п. Оссору на Камчатке) на северо-запад через Пенжинский кряж в долину р. Омолон. Обе эти магнитные границы раздела региональных полей согласуются с поведением подошвы литосферы, отображённой на *рис. 89*. В общей характеристике аномального магнитного поля региона и прилегающих к нему территорий и акваторий, при определённой его схематичности, обусловленной масштабом карты, отчётливы элементы поля в виде преимущественного простирания линейных и линейно-полосовых аномалий и градиентных линий в мозаичном поле. Делая такой вывод, мы придерживаемся взгляда на высокую информативность важнейшего элемента поля – простирание аномалий и градиентных линий, которые в меньшей степени зависят от глубины залегания аномалиеобразующих объектов, являясь, в первую очередь, отражением вертикальных границ раздела объектов.

Петроплотностная карта геологических формаций России отражает распределение петрофизических ассоциаций различных групп геологических формаций малой, низкой и средней плотности, слабомагнитных; средней и повышенной плотности слабо- и среднемагнитных; дифференцированной плотности и магнитности и т.д., для пород условий различных температур и давлений (коровых, нижнекорковых, мантийных подкорковых и т.д.).

Для пород Корякско-Камчатского региона характерна широкая дифференциация по плотности: от малой – менее $1,9$ г/куб. см до средней – со значениями до $2,55$ - $2,7$ и, даже, до $2,8$ г/см. куб. Самые низкие значения плотности присущи породам Западной Камчатки (от 52^0 до 56^0 с.ш.), т.е. от истоков р. Хайрюзовой до Маметчинского залива. Ряд локальных площадей северо-восточного простирания с более высокой плотностью пород локализованы линиями северо-западного простирания. На Восточных полуостровах показаны сегменты низкоплотных осадочных и осадочно-вулканогенных пород приморских низменностей. Интересным является факт приуроченности северо-восточного разлома, отражающегося в петрофизической характеристике геологических образований, к так называемой «медианной линии» магнитного поля по направлению истоки р. Камчатки – п. Оссора и далее через залив Анапку до поперечного разлома Парень-Таловка-Тилички, после которого он меняет направление с СВ. (35^0) на ВСВ (65^0), простираясь на 1150 км до р. Комеутеям на Чукотке. Аналогичная и параллельная ей зона на западе простирается от 54^0 с.ш. до широты п. Оссоры узкая (25 - 50 км) с раздувами (до 150 и 80 км) на южном и северном окончаниях полоса зелёно-сланцевого регионального метаморфизма.

Карта геодинамических систем литосферы России является специализированной картой геолого-геофизического содержания, в которой на фоне геологического содержания и тектонических элементов строения земной коры, отражается динамика развития континентальных и океанических блоков с ранжированием геодинамических систем.

Корякско-Камчатский регион в схеме геодинамического районирования относится к геодинамической системе с земной корой переходного типа мезокайнозой. На юго-западе он обрамляется глубокой некомпенсированной впадиной Охотского моря, на востоке – океанической корой с зоной Беньоффа-Заварицкого, на северо-востоке – некомпенсированной впадиной Берингова моря, на северо-западе – областью корового разуплотнения с Охотско-Чукотским вулканогенным пограничным поясом. От широты устья р. Анадырь к югу до п-ова Тайгонос гра-

ница региона с Охотско-Чукотским поясом проходит по линейной зоне растяжений.

В некомпенсированных впадинах Охотского и Берингова морей – активные разогревающиеся мантийно-коровые геодинамические системы с повышенной плотностью вещества верхней мантии и интенсивным теплопереносом.

Выскажем мнение о том, что изгиб п-ова Камчатка на перешейке от юго-запад-западного простирания структур Корякского нагорья на юго-восток, возможно, вызван интенсивным воздействием неравномерных потоков конвективного теплопереноса разогревающихся мантийно-коровых систем глубоководных впадин: сильного Охотского и слабее Берингова морей. Аналогичным может быть и изгиб Японских островов, изогнутых потоками впадин Японского моря – на западе и северной части Филиппинского моря между о-вами Сикоку и Кюсю, и Идзу-Бонинской дугой – островами Нампо.

На Карте состояние региона определяется развитием на его территории консолидирующейся зрелой литосферой или дифференцированной земной корой переходного типа. Территория разделена региональными глубинными разломами северо-восточного простирания. Восточный разлом начинается от о. Хоккайдо (близ г. Немур) и простирается через всю Курильскую гряду, о. Шумшу, мыс Лопатку и далее на север через Восточный вулканический хребет, через п-ов Озерной и о. Карагинский, проходит через южную оконечность п-ова Говена и, изгибаясь в широтном направлении в прибрежье Олюторского залива, резко загибается на юго-восток в море. Этот трансрегиональный глубинный разлом относится к активной разогревающейся геодинамической системе коры переходного типа, либо к типу стабилизирующихся (остывающих) геодинамических систем консолидирующейся зрелой литосферы.

На Камчатке на отрезке мыс Лопатка – п-ов Озёрный разлом рассекает современную островную дугу, находящуюся в условиях сжатия, а к северу от п-ова Озерный рассекает запад некомпенсированной впадины Берингова моря. В районе п-ова Озерный – разлом пересекается аналогичным по функции северо-западным разломом, проходящим севернее островов Медный и Беринга и пересекающим Камчатку через п. Лесная. После перехода через Пенжинскую губу СЗ разлом упирается в широтную рифтогенную систему г. Охотск – г. Магадан – устье р. Гижиги, переходящую далее на северо-востоке в пограничную шовную зону под Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Параллельно описанному северо-восточному активному разлому к западу от него располагается региональный глубинный разлом, относящийся к стабилизирующейся (или стывающей) геодинамической системе коры переходного типа. Этот разлом начинается на юге акватории Охотского моря от пролива Круzensхтерна, простирается к северо-востоку и выходит на Западной Камчатке южнее устья р. Большой, меридианально простираясь примерно до 55⁰ с.ш. На этой широте он разветвляется на северо-западный отрезок по северо-западной линии р. Морошечная-Магадан (а от Магадана простирается в таком же качестве до посёлка Оймьякон в Якутии). От места разветвления вторая часть разлома вдоль левого борта Центрально-Камчатской низменности простирается в качестве элемента её рифтогенной системы до пересечения с региональным глубинным северо-западным Алеутским (название наше) разломом (*Яроцкий, 1974, 1976, 1988 и др.*). Далее на северо-восток разлом прослеживается от середины низменности и простирается через п. Оссора – п-ов Ильпинский – до левого борта среднего течения

р. Вывенки, а в верховьях рр. Пахачи и Ачайваям резко изгибается в широтном направлении и выходит к берегу Берингова моря примерно в устье р. Хатырки.

На Камчатке к западу от южного отрезка разлома распространено опускание некомпенсированной впадины Охотского моря. На отрезке к западу от Центральной Камчатской низменности распространена геодинамическая система геосинклинального прогиба в условиях растяжения. К северу от поперечного северо-западного разлома и к западу от Западного регионального глубинного разлома распространена геодинамическая система геосинклинальных складчатых поясов и зон стабилизирующей коры Камчатского перешейка и Корякского нагорья.

В районе Парапольского дола от 60° до 64° с.ш. простирается рифтогенная система, к западу от которой через Пенжинскую губу и долину р. Пенжины в её среднем-нижнем течении простирается на северо-восток ещё одна рифтогенная система (60° - 66° с.ш.). Ещё западнее от последней простирается в том же направлении (55°) Пограничная шовная зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В распределении геодинамических систем Корякско-Камчатского региона и прилегающих акваторий доминируют северо-восточные разграничения геодинамических обстановок, что характеризует интенсивную тектоническую деятельность в коре. С точки зрения проблемы поперечных дислокаций Карта показывает трёхчленное деление продольных региональных структур, находящихся под воздействием разнонаправленных геодинамических движений: растяжения – опусканий и сжатия – поднятий.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТА АЗИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

2.П.1.

Г.П. Яроцкий «Поперечные межглыбовые сквозькоровые глубинные разломы Корьякско-Камчатского региона». В развитии активных окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса исключительна велика роль разломных дислокаций разных рангов. На Северо-Западе пояса прирост континента за счёт океана происходит по северо-восточному тектоническому плану, который наследуют региональные глубинные разломы и их вулканические пояса и разделяющие их структуры. Типичным примером тому является Северо-Восток Азии, включающий Пенжинский кряж и Корьякское нагорье, Анадырскую низменность, Камчатку.

Здесь прирост континента в раннем мелу сопровождался развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса на краю древнего континента, как продолжения Катазиатского планетарного пояса на северо-восток Азии. На юго-востоке пояс через рифтогенные впадины Пенжинской тектонической зоны сменяется олигоценовой тектоно-магматической активизацией с гранитоидами и образованием пояса вулканогенов велолныкской серии. Вулканогены образуют Корьякскую ветвь Западно-Камчатского раннепалеогенового пояса. В позднем мелу прирост континента продолжается за счёт размыва нижнемеловых комплексов, а также за счёт серии надвиговых структур океанической коры с юго-востока. Здесь формируется Центрально-Корьякская структурно-формационная (тектоническая) зона с мощными терригенными осадками корьякской и ватынской свит (коньяк-кампан). К югу от неё в палеоген-неогене формируется ряд структур Олюторской структурно-формационной (тектонической) зоны. Особым аспектом тектоники юго-восточной части Северо-Востока Азии – территории между окраиной рифейского континента, фиксируемой Охотско-Чукотским вулканическим поясом и побережьем Берингова моря, является уникальная характеристика поверхности подошвы литосферы (рис. 89). Она отражена системой высокоградиентных зон глубин, характеризующих перепад глубин до 21 км на протяженных (сотни км) и узких (10-25 км) перегибах её подошвы. Система представлена десятью такими зонами, а территория получила название Морская транзиталь (*Соловьёв, Рыжкова, 1996*). Зоны на поверхности выражаются вулканическими и сейсмическими поясами.

Пенжинская тектоническая зона простирается с северо-востока на юго-запад на Западную Камчатку и включает вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты раннего мела. Ряд исследователей расценивают эти комплексы как Западно-Камчатский вулканический пояс (*Лебедев и др., 1979*), определённый и как

Западно-Камчатско-Корякский пояс (Корнилов, 1981, 1985; Апрельков и др., 1997), т.е. с продолжением через северо-запад Корякского нагорья на СВ Азии.

Центрально-Корякская тектоническая зона по ряду признаков простирается на Камчатке в комплексах и структурах Срединного хребта и его неогенового Центрально-Камчатского вулканического пояса (Апрельков, Попруженко, 2009). К востоку от этой тектонической зоны развивается неоген-четвертичный вулканизм Восточно-Камчатского пояса, формирующий современную активную окраину континента на СВ Азии.

Тектонические разломные структуры окраины континента на Морской транзитали литосферы развивались по северо-восточному плану, по меньшей мере, с нижнего мела, возможно, с верхней юры. Геодинамическая обстановка с этого времени характеризуется региональным растяжением коры. При этом в комплексах приращиваемого континента продолжает развиваться диагональная сеть планетарной трещиноватости с северо-восточными и северо-западными разломными дислокациями и наследующими их структурами. Северо-восточные направления являются доминирующими в процессах вулканизма, что очевидно на территориях окраины континента на Северо-Западе Тихого океана.

В Тихоокеанском поясе имеются свидетельства приуроченности к поперечным дислокациям крупных месторождений углеводородов, например, зоне Фосса Магна в Японии, на Сахалине, во Вьетнаме. Аналогом этой структуры на Камчатке является Авачинский грабен – осевая сдвиго-раздвиговая структура опущенной глыбы Авачинского залива. Фундамент грабена разбит на отдельные блоки, которые ступенчато подняты в направлении от его наиболее погруженной оси к ЮЗ и СВ. Авачинский грабен пересекает Петропавловский блок горст-антиклинория восточных хребтов Камчатки. Вся геоструктура Авачинского залива имеет сдвигово-раздвиговую природу к северо-западу как и в целом к северо-западу вся Колпаковско-Авачинская зона поперечных дислокаций и её глубинное заложение. Небезынтересно отметить, что Авачинский грабен заложен в замке локального древнего антиклинального перегиба горст-антиклинория восточных хребтов.

Тектоника геоструктуры грабена является симптоматичной. Она отмечается, например, для Кроноцкого отрезка Восточно-Камчатского вулканического пояса (ВКВП) (Масуренков, 1991), нами такая структура выявлена в разрезе земной коры опущенной глыбы Олюторского залива (Яроцкий, 2013). В последнем случае с наиболее глубокой точкой перегиба грабена – килем, связана северо-западная разломная очаговая дислокация Хаилинского землетрясения. О такой структуре в глыбе ВКВП Кроноцкого залива пишет И.В. Мелекесцев с соавторами (1974).

Глыбово-клавишная структура земной коры активных окраин континентов в предложенном контексте в опубликованной литературе нами не встречена. Вместе с тем, смысл блокового строения верхних этажей коры известен уже в XIX века. Смысл *блоково-клавишной структуры* на краю континента, нависшего над Курило-Камчатским глубоководным желобом, раскрыт в исследовании сейсмичности протяжённых СВ региональных геоструктур на их отдельных локальных участках (Баранов, Лобковский, 1980). Термин *глыбово-клавишная* предложен нами из учёта протяжённости полос земной коры, заключённой между двумя поперечными глубинными сквозькоровыми разломами (Яроцкий, 1976). Учитывалось время существования разломной планетарной сети трещиноватости для северо-запада Тихого океана и северо-востока Азии, элементы этой сети уже возможны с поздней юры (Ващилов, 1982). И если северо-восточные составляющие

сети со сравнительно молодыми геоструктурами наращивали континент (ранний-поздний мезозой), то северо-западный её элемент стал оказывать своё влияние на геологическую историю уже существовавших древних геоструктур континента. Поэтому между северо-западными разломами глыб включались последовательно и вглубь окраины континента всё более древние его звенья геоструктур, прослеженные на сотни км. Поэтому и взято понимание глыбы, как протяжённой субпланетарной геоструктуры. Например, северо-западные разломы, начинаясь с Восточной Камчатки, пересекают Охотское море, переходят в продольные структуры Колымы, Верхоянья, Восточной Якутии. Там они локализуют условия развития отдельных звеньев северо-западных региональных структур. И всё же, наибольший эффект локализации условий геологического развития наблюдается на активной окраине континента (*Ротман, 1971, 1984; и др.*). Это полосы тихоокеанских геоструктур Чукотки, Корякии, Камчатки, Курил, Сахалина, а к югу – Японии, Филиппин, Новой Зеландии. Этому упущению способствует молодость геоструктур окраины, интенсивность процессов, например, вулканизма и сейсмичности, интенсификация освоения площадей, научных и прикладных исследований.

Из аспектов глыбово-клавишной структуры земной коры неизбежно стал вытекать нюанс прикладной геологии, связанный с поиском закономерностей размещения полезных ископаемых на территориях отдельных звеньев глыб на Камчатке и на материковой части региона. Методология этого нюанса вытекала из классических связей металлогенических таксонов полезных ископаемых с аспектами тектонических элементов региональных геоструктур и их рудоконтролирующих факторов, которые представляются на территориях региональными и локальными проявлениями условий связи металлогении с разломно-блоковыми критериями развития взаимоотношений и, иногда, взаимообусловленными геоструктурами и металлогеническими аспектами закономерной направленности развития. Так возникла необходимость более дробного разломно-блокового районирования (*Ротман, 1964, 1971, 1984*). Методологической основой этого является учение об иерархии релаксации механических напряжений в твёрдых средах горных пород и их агрегация в геологических структурах (*Шафрановский, Плотников, 1975*).

Деление твёрдых тел конечного размера зависит от их мощности и способа деформации: сжатия или растяжения. Чем толще растягиваемое тело, тем больше расстояния между образовавшимися в них разломах. И если существует этажность расположения растягиваемых тел разной мощности, то узлы между разломами будут формироваться в каждом из них при всеобщем приложении растягивающих напряжений и в каждом из верхних ярусах земной коры возникает своя размерная система разломно-блоковых деформаций. Поэтому для тектонических ярусов, в которых происходит и обнаруживается локализация месторождений, нами предложено определение блоково-клавишной структуры вулканогенно-осадочных и вулканических комплексов (*Яроцкий, 1976, 1978, 1980, 1983 и др.*).

Развитие понимания роли разломно-блоковой тектоники в формировании геоструктуры минерагенических таксонов Корякии, Камчатки, Японии привели к аспектам связи с тектоникой сейсмичности территории с рядом сильных и катастрофических землетрясений на юго-западе Корякского нагорья. Здесь для сейсмологов возник новый аспект сейсмичности намечаемого Корякского сейсмического пояса. Произшедшие сильные землетрясения поставили задачу выяснения тектонических условий локализации сейсмического процесса, в частности, Хаилинского землетрясения 1991 г. Наше первое обращение к этому аспекту тектони-

ки в мае 2006 г. на Учёном Совете ИВиС ДВО РАН показало, что элементы глыбово-клавишной структуры земной коры могут внести некоторые прояснения в проблему. Было заявлено, в частности, что дальнейшее развитие сейсмического процесса Олюторского землетрясения на юго-запад от п. Тилички – маловероятно, так как процесс глушится поперечным межглыбовым глубинным разломом. Высказана также мысль о разломно-блоковой структуре территории Олюторского землетрясения и разломной природе рождения основных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений (Яроцкий, 2007).

Поперечные дислокации включают в себя разнообразные тектонические и геоструктурные элементы (Геологический словарь..., 1978). Среди тектонических элементов – разнообразные деформации, основным видом которых являются деформации разрывные (дизъюнктивные) или разрывы и разрывные нарушения. Среди вторых – разнообразные геологические структуры, геоструктуры, в т.ч. генетически связанные с тектоническими нарушениями.

В Тихоокеанском подвижном поясе на активных окраинах континента широко распространены – как причина последующих процессов развития, тектонические (разломные) дислокации. Эти дислокации и являются объектом авторского исследования. Разломы являются каркасом или основой конструкции участка земной коры, на котором формируется разнообразные геоструктуры как в условиях нормального осадконакопления, так и в условиях унаследованного разломно-блокового строения и очередного этапа тектогенеза.

Разломные дислокации каркаса конструкции являются двумя его стержнями: продольными и поперечными (косыми). В конечном счёте, именно они определяют геоструктуры! На окраинах континента развиты, естественно, и те, и другие. Для территории Северо-Запада пояса продольными являются геоструктуры северо-восточной составляющей диагональной сети планетарной трещиноватости. При этом общие контуры региональных структур наследуют очертания древней окраины. Вторым стержнем для региональных структур являются разломные поперечные дислокации северо-западной составляющей диагональной сети.

Принципиальными различиями продольных и поперечных направлений в различных геологических и геофизических полях является несхожесть их многочисленных признаков. Эта несхожесть сильно осложняет идентификацию поперечных направлений в силу быстрой сменяемости по простиранию их локальных и метрических признаков, среди которых находятся и генетические критерии. И это также сильно осложняет интерпретацию полей, это обедняет, в конечном счёте, знания о геотектонике территории, закономерных связях в ней и её с другими аспектами геологического мироздания. Примером последнего мы считаем «Схему металлогенического районирования» к «Карте полезных ископаемых Камчатской области» (1999), на которой контуры многих рудных районов территории края не имеют логического завершения. Другим примером может быть фактическое игнорирование поперечной разломной тектоники при обращении к сеймотектонике юго-запада Корякского нагорья.

Идентификационные признаки поперечных дислокаций и их критерии
(разломных, надразломных, приразломных, пликативных)

Геологические признаки

Контакты пород разного состава. Контакты разновозрастных комплексов. Поперечные разломные границы. Субвулканические тела и интрузии разного со-

става по обе стороны гипотетического разлома. Различная мощность образований структурных ярусов по обе стороны гипотетического разлома. Насыщенность гипотетической зоны разлома закартированными нарушениями, субвулканами и интрузиями. Резкое поперечное смещение границ отдельных структурно-фациальных зон. Ориентировка даек, субвулканических и интрузивных тел, измененных пород. Изгибы региональных границ структурно-формационных зон, маркирующих горизонтов. Существенно разная история геологического развития, интенсивная раздробленность на блоки, разноамплитудность блоков. Различная степень дислоцированности пород; разделение структурных ярусов угловым несогласием, стратиграфические несогласия (рис.9).

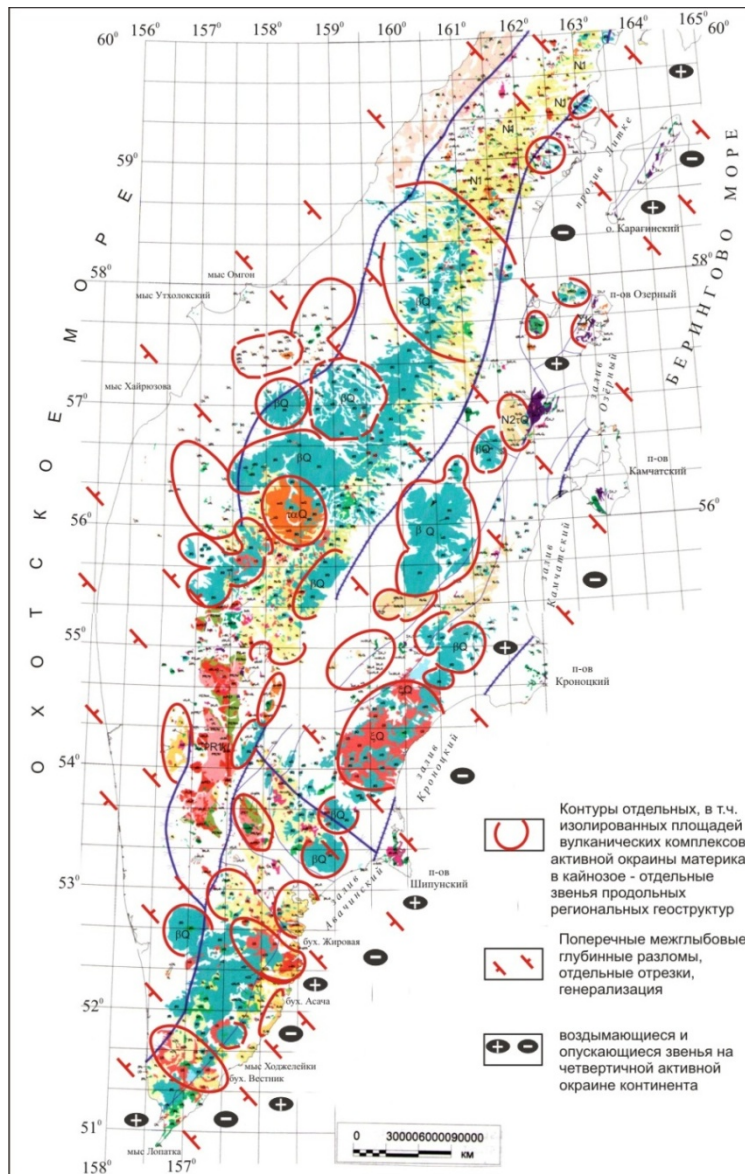


Рис. 9. Взаимоотношение вулканических и метаморфических комплексов и поперечных межглыбовых разломов глыбово-клавишной структуры земной коры Камчатки (с использованием «Карта полезных ископаемых..., 1999; с дополнением).

Геоморфологические признаки

Ориентировка и длина речной сети. Ориентировка хребтов и их длина. Дискордантные сочленения долин, хребтов. Резкое изменение высот рельефа продольных хребтов. Резкие изменения форм рельефа и характер их сочленения. Наличие цепочек озер, болот, меандр, их количество. Чередование заливов и полуостровов побережий морей и океана и, в целом, береговые очертания побережий. Эшелонирование групп островов.

Тектонические признаки

Горсты и грабены. Дискордантные и близкие к ним сочленения образований разных структурных ярусов. Различная ориентировка осей пликативных структур по обе стороны гипотетического разлома. Резкие изгибы осей пликативных структур. Резкие различия мощностей слоев коры, коры в целом. Флексуры и перегибы подошвы литосферы, отражаемые высокоградиентными зонами перепада мощности и ортогональность таких зон. Ортогональные сочленения вулканических поясов и выступов их фундамента. Линейные цепи вулканов, в т.ч. шлаковых конусов. Наличие обстановок воздыманий и погружений в смежных структурах. Наличие кальдер и шлаковых конусов в вулканических поясах. Наличие и закономерное чередование вулканогенов по простиранию рифтов на границах формационных зон.

Минерагенические признаки

Локализация полезных ископаемых по простиранию известного специализированного минерагенического таксона (района, узла, поля). Газовый состав (углекислый и азотный) подземных вод. Насыщенность территории проявлениями, а также точками минерализации, представляющими будто бы минералогический интерес, но являющимися индикаторами геодинамических обстановок. Наличие в образованиях продольных региональных структур проявлений марганца. Наличие минеральных ассоциаций, характеризующих геодинамическую обстановку сжатия и растяжения метаморфогенного фундамента. Интенсивность и характер эндогенной минерагении смежных блоков. Ореолы рассеяния.

Геофизические признаки

Линейные и изометрические аномалии цепочного, четковидного расположения. Градиентные зоны. Торцовое сочленение аномалий. Резкое изменение направления изолиний продольных аномальных зон до дискордантного. Резкое изменение уровня интенсивности поля. Смена типов полей. Морфологические признаки (группирование, одинаковое простирание, одинаковая форма аномалий, изменение направлений простирания изолиний и т.п.). Совпадение перечисленных признаков гравитационного, магнитного, электрического, теплового и др. геофизических полей. Деформация прямолинейного хода изолиний, их пережимы, торцовое сочленение аномалий разных типов, трассирование цепочек аномалий.

Особым свойством отражения поперечных дислокаций в потенциальных полях является смена их геофизических индикационных признаков по простиранию дислокаций – именно это свойство создает трудности в истолковании полей. Вместе с тем, именно здесь проявляется квалификация интерпретатора. Свойство это вызвано тем обстоятельством, что поперечные дислокации пересекают ряд продольных структур, а места пересечений, как правило, всегда обособлены структурно и характеризуются своими физическими свойствами слагающих их пород и, соответственно, проявлениями в полях. Структурно это могут быть горсты и грабены, зоны дроблений, зоны насыщений интрузивными и субвулканическими те-

лами, дайковыми полями, минерализованными зонами, зоны дислокационного метаморфизма (катаклазиты, милониты).

Система поперечных дислокаций Тихоокеанского подвижного и рудного поясов представлена разломными и надразломными структурами. В монографии на рисунках дислокации изображены прямыми линиями, отражающими концепцию. Вместе с тем, совокупность индикационных признаков очевидно показывает прерывистость дислокаций в своих проявлениях. Особым аспектом является реальная непрерывность столь протяжённых – трансрегиональных дислокаций. Они слагаются отрезками, образованными смещениями последующими движениями, особенно, северо-восточного плана. Такие смещения хорошо устанавливаются по более детальным геофизическим съёмкам, дешифрированию крупномасштабных аэро- и космоснимков *Структуры...*, 1984).

При богатом арсенале индикационных признаков, выделяемые по геофизическим данным поперечные дислокации не всегда очевидны и могут вызвать возражения. Поэтому, зачастую, меру истинности дополняют, казалось бы, признаки косвенные. Так, например, общеизвестно, что углекислые воды являются индикаторами горстов, сводов пликативных структур, куполов, поднятых блоков. Второй яркий индикационный признак – проявление марганца в разных отложениях опускающихся глыб коры (*Яроцкий, 2005*). Это нашло полное отражение в тектонике региона. Поэтому важны и единичные проявления, которые можно выявить только в отчетах и записках к полистным съёмкам, в т.ч. имеющие минералогический интерес!

На рис. № 9 и 10 приведена «Схема поперечных межглыбовых разломов...», на которой вынесены поперечные дислокации Корякско-Камчатской активной окраины континента на Северо-Востоке Азии. Разломы названы автором «алеутскими» в силу унаследования ими простираения западного окончания Алеутской островной дуги (около 330°). При аргументации поперечных дислокаций как разломов, на всех этапах разработки концепции глыбово-клавишной структуры земной коры использовались вышеприведенные методические приёмы идентификации разломов.

Аргументации определения положения разломов посвящен большой ряд авторских разработок. При этом основное внимание уделялось геологическим аспектам аргументации, как очевидным, наглядным и восприимчивым. В качестве вспомогательных доказательств привлекались любые геофизические данные, как правило, фактические и разные интерпретационные построения других исследователей. В настоящей монографии рассмотрена аргументация автора и ряда других исследователей в области геофизического изучения территории.

При анализе материалов листов государственной съёмки масштаба 1:200000 – геологических карт, карт полезных ископаемых, тектонических и геоморфологических схем, карт магнитного и гравитационного полей – рассматривались все материалы по предполагаемому простираению поперечных дислокаций. Из-за большого объема фактического материала такой анализ оказалось возможным выполнить для отдельных фрагментов межглыбовых разломов, которые показывали очевидность его существования, либо подчеркивали тенденцию его простираения с сопредельными территориями.

Наиболее эффективным и полным это стало возможным выполнить для материковой части региона в силу хорошей геологической обнаженности и незначительного и локального распространения площадей четвертичных вулканических

покровов. К тому же, в этой части региона аспект межглыбовых дислокаций фактически не изучался. На Камчатке, напротив, в ряде съемок ему уделялось значительное внимание, поэтому их результаты нами уточнялись либо дополнялись, либо принимались априори.



Рис. 10. Схема системы поперечных межглыбовых глубинных разломов земной коры в концепции глыбово-клавишной структуры активной окраины континента на фоне разломов («Карта полезных ископаемых...», 1999).

Положение разломов генерализовано (Яроцкий, 1974, 1976, 1983)

АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНИКИ ПОПЕРЕЧНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

2.П.2.

В.А. Буш в статье «Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма» (1983), рассматривая трансконтинентальные линеаменты планетарной сети и латеральных перемещений структурных элементов запада Срединноморского пояса, пришёл к важным выводам. Один из них состоит в том, что глубинные внутримантийные зоны линейных дислокаций проявляются на поверхности в виде трансконтинентальных линеаментов. Зоны линеаментов – линейных дислокаций образуют своеобразные «рельсы», вдоль которых движутся материковые литосферные плиты. В иных случаях они могут быть и «шлагбаумами», определяющими столкновение плит с разным направлением движения. Таким образом, горизонтальные перемещения не могут осуществляться совершенно свободно, но предопределены и регулируются системой глубинных планетарных структур.

Примечательным является вывод о сохранении линеаментами своего фиксированного положения в верхней мантии. При этом длительное развитие глубинных разломов и линеаментов не отрицает горизонтальных перемещений. Разломы продолжают развиваться на орогенных этапах, контролируют распределение гранитоидов, континентальных эффузивов и сопровождаются сдвиговыми дислокациями. Эти разломы сохраняют свою активность и позже на платформах и неотектонических зонах, сопровождаемые вертикальными перемещениями длительное время. Автор замечает «...однажды сформированные плотностные и вещественные неоднородности в литосфере и земной коре могут служить причиной последующих (?) дифференцированных тектонических движений на протяжении сотен миллионов лет. При этом старые ослабленные зоны в земной коре многократно используются в новых структурно-кинематических условиях» (стр. 24).

Обращаясь к определению В.А. Буша описанных линеаментов и разломов как «рельсов», вспомним об аналогичном понимании трансрегиональных северо-западных разломов Корякии Н.И. Филатовой с соавторами. Они созвучны, иногда идентичны в оценке роли трансрегиональных разломов древней континентальной и переходной коры Северо-Востока Азии (*Структуры...*, 1984). Оценивая разломы как сквозные СЗ направления, оба автора отмечают их большую протяжённость (более 1000 км) и полагают, что «... это линеаменты глобального масштаба, прослеживающиеся не только на континенте, но и в пределах океанского ложа» (стр. 177). При этом один и тот же линеамент в пределах дорифейской континентальной коры фиксируется фациями палеозойских и мезозойских образований, а на участках формирующейся коры проявляется в активизации в кайнозое. Поэтому отмечается разновозрастность отрезков одного разлома, к тому же их роль может меняться во времени. Очень приметным для этих разломов является «периодичность в их распределении» (стр. 178), т.е. отмечается симметрия положений. Особым аспектом геологической жизни в позднем мезозое является их функция «рельсов» для перемещения на различные расстояния тектонических покровов. Применён также термин «салазки» (*Структуры...*, 1984).

Выводы

1. Горизонтальные перемещения геоструктур не могут быть свободными, они предопределены и регулируются системой глубинных внутримантийных и сквозькорových (литосферных) линейных СЗ дислокаций.

2. Поперечные разломы (линеаменты) активны и на орогенных этапах развития территорий.

2.П.3.

Общая схема геолого-геофизического районирования Корякско-Камчатского региона приведена в фундаментальной монографии *«Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (Геологическое строение ..., 1984) под редакцией Л.И. Красного и В.К. Путинцева*, которая охватывает значительную часть территории России – два крупных континентальных блока: Северо-Восток и Дальний Восток с прилегающими акваториями. Физические поля этих блоков ниже рассматриваются в контексте поперечных дислокаций.

В аномалиях магнитного поля этих блоков превалируют северо-восточные весьма протяженные полосовые и дуговые совокупности магнитных аномалий, преобладающих над аномалиями мозаичными. Корякско-Камчатский регион рассматривается в Притихоокеанской (Азиатско-Тихоокеанской) транзитали, магнитное поле которой обусловлено преимущественно мезо-кайнозойскими кремнисто-вулканогенными образованиями и гипербазитами (?).

Первая полоса – Охотско-Беринговская, обрамляет центральную часть Охотского моря с востока, охватывает Западную Камчатку, центр и север Корякского нагорья, Пенжинско-Анадырскую низменность и простирается до Анадырского залива в виде серии аномальных полос. Она с севера и северо-запада «срезает» системы аномалий Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, представленного на территории Корякско-Камчатского региона Охотско-Чукотским поясом. Наиболее протяжённой в ней является Орловско-Каменская зона на границе с Чукотским вулканогеном. В Охотско-Беринговской полосе выделяются экваториальные Охотский и Беринговский отрезки, отражающие продолжение Западно-Камчатско-Корякской складчатой позднемезозойской системы на юго-запад и северо-восток.

Вторая система аномалий, подобная Охотско-Беринговской, простирается от о. Сахалин, через северный борт Курильской глубоководной впадины, Восточную Камчатку, п-ов Олюторский и далее вдоль северного борта Алеутской котловины к северо-востоку.

Линейные аномалии южнее Командорских островов имеют два ярко выраженных простирания – северо-западное и северо-восточное. В районе Авачинского залива общее генеральное направление нарушается поперечными аномалиями. К югу от Кроноцкого п-ова аномалия северо-западного простирания *«...как бы является продолжением протяжённой аномалии, прослеживающейся из глубоководной котловины Тихого океана. Курильский жёлоб аномалия не пересекает»* (стр. 30).

Линейная зона структуры прослеживается из Тихого океана через г. Петропавловск-Камчатский в акваторию Охотского моря и выходит на материк в бассейне р. Иня на Охотском массиве близ г. Магадан.

Наиболее уверенно выделяются по геофизическим данным разломы или другие линейные структуры, которые устанавливаются непрерывными или прерывистыми по простиранию магнитными аномалиями и узкими зонами изверженных пород. Такой пояс разломов объединяется Охотским и Чукотским вулканогенами, которые составляют множество разломов, не совпадающих с их простиранием, и вероятно наследуют структурный план, ассимилированный этой зоной тектонических структур со стороны мезозойд. Ответвлением от двух названных вулканогенов является Олойский пояс аномалий с тектоническими структурами.

Аномальное гравитационное поле территории блоков в редукции Буге меняется в широких пределах и разделяется на транзиталь и континентальную окраину, которые на всём протяжении разделяются зоной высоких горизонтальных градиентов. Принято, что основной причиной аномалий поля является рельеф поверхности консолидированной коры. Территория расположена в области положительной изостатической аномалии с близким к равновесию Охотским морем. Наиболее аномальная часть примыкает к Восточной Камчатке, а шельфы окраинных морей характеризуются дефицитом мощности коры 1-3 км. Наибольшее изостатическое неравновесие коры отмечается для островных дуг и глубоководных желобов, где избыток коры составляет 10-15 км. В общем, нарушения изостазии земной коры обусловлены новейшими движениями, охватывающими всю толщу земной коры. Интенсивность изостатических аномалий хорошо увязывается с сейсмичностью – районы наиболее сильного нарушения изостазии характеризуются новейшими движениями и наиболее высокой сейсмичностью. Для островных дуг и глубоководных желобов коэффициент корреляции между нарушениями изостатического равновесия и сейсмичностью достигает 0,9!

Для транзитали устанавливается соответствие многих положительных аномалий гравитационного поля с современными поднятиями рельефа дневной поверхности, что может отражать подъём геофизического базальтового слоя.

Тепловое поле не колеблется значительно, что, в частности, объясняется конвективным выносом тепла по разломам в области современного вулканизма. За пределами разломов преобладает кондуктивный перенос. Тепловой поток повышен в поперечных структурах Восточной Камчатки – в направлении на северо-запад (п-ов Камчатский, Шипунский, Кроноцкий. При этом к современным вулканам приурочен нормальный тепловой поток!

На Камчатке рельеф поверхности М весьма изрезан, максимальная глубина – 35 км под Срединным поднятием. В Центральной Камчатке мощность уменьшается на несколько км. Наиболее резкая смена глубины отмечается полосой действующих вулканов: от 35 до 25 км. Интересно, что на участке океана, примыкающего к Восточной Камчатке, не обнаружен астеносферный слой.

Граница К прослеживается неуверенно и отождествляется с поверхностью верхнего мела.

На территории Камчатки отдешифрована большая серия линейных разломов, одни из которых протягиваются через весь полуостров, другие развиты преимущественно в отдельных блоках. Разломы фрагментарно совпадают с границами типов гравитационного и магнитного полей или их крупных аномалий, подчёркиваются осями магнитных аномалий. Иногда по разломам обнаруживаются изгибы или переломы осей магнитных аномалий, что предполагает наличие горизонтальных смещений по ним. В ряде случаев единые плавные границы, выделяемые по геофизическим данным, при сопоставлении с данными дешифрива-

ния разбиваются на ломаные линии, обусловленные сочетанием разломов нескольких направлений. Большая часть разломов является секущими. Выделяются обе системы – ортогональная и диагональная. Субмеридиональные разломы пересекают весь полуостров, в большей мере развиты субширотные направления. Периодичность первых – 130, 65 и 37 км, вторых – 75 или 100 км.

Кольцевые структуры (ВТС) Камчатки отнесены к вулканотектоническим. С другой стороны, размеры некоторых из них столь велики, что не согласуются с таковыми, так как в них попадают многие серии вулканов, поэтому часть из ВТС может быть связана с блоками дочетвертичного фундамента.

Дешифрирование сканерных космоснимков для Камчатки даёт шесть серий или три системы разломов диагональной сети: на севере – $330-340^0$, с периодичностью 50 или 100 км, а также 62 и 37 км в восточной полуостровной части; на перешейке – 315^0 . Разломы $290-300^0$ характерны для западной части полуострова, к востоку от северо-восточного разлома по р. Камчатке. В северо-восточной части также три направления: $20-25^0$, на материковой части – 45^0 , с шагом 75 или 100 км. Направления $55-65^0$ с шагом 75 и 50 км равнозначны для всей территории.

Комментарий

Несмотря на ранний этап обобщения результатов геолого-геофизических исследований на Северо-Востоке Азии, в них отмечаются важные аспекты рассматриваемой нами проблемы поперечных дислокаций. На крайнем севере Охотского геоблока устанавливается крупное Олойское поле северо-западных аномалий – вулканогена, поперечного Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. На Камчатке поперечные структуры в виде продолжения Восточных п-овов – побережья Камчатского, Кроноцкого и Шипунского, на суше отражаются в тепловом региональном поле. Исключительно ярко северо-западное простирание локальных аномалий теплового поля проявлено в Охотском море (*Веселов, 2000, в настоящей монографии*). Повышенное тепловое поле глыб коры Восточных полуостровов – ещё одно свидетельство наличия ограничивающих поперечных разломов. Примечательно указание на изрезанность поверхности М на Камчатке.

Согласно дешифрированию космоснимков в регионе диагональная сеть разломов имеет тенденцию к развороту по часовой стрелке: от 290^0 – на юге до 340^0 – на севере.

Выводы

1. Разделение срединной части Камчатки на линейные блоки северо-западного простирания устанавливаются по тепловому полю Восточных полуостровов, как подтверждение глыбово-клавишной структуры земной коры.

2. Система северо-западных разломов имеет тенденцию разворота по часовой стрелке от южной части Камчатки в направлении к материку.

2.П.4.

Т.И. Фролова и И.А. Бурикова в статье «Островодужный кислый вулканизм и его геологическое значение» (1991) приводят три типа обстановки проявления и особенности вещественного состава кислых пород вулканических областей активной окраины континента СВ Азии. Подавляющая часть кислых пород образовалась в результате эволюции базальтовых расплавов и их

взаимодействия с материалом земной коры. Исследование основано на изучении образцов кислых вулканитов Камчатки (Дикий гребень, Хангар, Мутновский, Безымянный, Ксудач) и Курильских островов (Заварицкого, Менделеева, о-ва Симушир и Кунашир).

Породы первого типа обладают чертами петрологической общности с базальтами и встречены вне зависимости от мощности и типа земной коры, с резким преобладанием в них дацитов и редкими риолитами. Локализируются в виде лав, экструзивных тел, с небольшими объёмами пемз и пирокластик. Породы второго типа (63-75% SiO₂) наиболее распространены на островных дугах. Локализованы в лавовых потоках, пемзо-пирокластах, небольших объёмах игнимбритов, экструзиях неправильных форм. Встречаются на мощной коре переходного или континентального типа. Породы третьего типа – крупные объёмы пемзово-пирокластических пород и игнимбритов риолитового или риодацитового состава богатых летучими компонентами, которые развиты на мощной континентальной коре. По составу и геологическим условиям тождественны кислым породам орогенных континентальных поясов (в частности, ОЧВП). Эти породы образуются при палингенном плавлении земной коры.

Авторы акцентируют, что «... крупные объёмы кислых пород в современных островных дугах прямо коррелируются с мощностью земной коры и наличием в ней гранитно-метаморфического слоя» (стр. 17). При этом дополнительными факторами возникновения кислого вулканизма являются: тепловые импульсы из мантии (диапиры, газовые струи, плюмы); низкая проницаемость земной коры, способствующая дифференциации и накоплению флюидов в промежуточных камерах; повышенная мощность земной коры. Факторы способствуют мобилизации материала земной коры вплоть до палингенеза. По мере эволюции и наращивания земной коры, её перегрева и уменьшения проницаемости кислые породы всех трёх типов сменяют друг друга, увеличиваясь в объёме.

В этом процессе вулканизм может проявляться с породами второго и третьего типов, в дальнейшем появляются андезиты и базальты. По мере увеличения проницаемости коры появляются антидромные тенденции земной коры.

Изначальный импульс к образованию кислых пород идёт от мантии, но его роль уменьшается от пород первого типа к третьему, с ростом роли корового материала наряду с увеличением значения мантийных флюидов. Магмообразование поднимается в верхние слои коры. При увеличении теплового импульса и роста температуры в коре возможна смена кислых пород андезитами и излияниями базальтов на поверхность. При уменьшении теплового импульса кора растрескивается и на поверхность поступают основные мантийные магмы.

При образовании кислых пород второго и третьего типов, лавовых потоков и пемзово-пирокластических выбросов происходит, как сказано выше, «базификация» нижних горизонтов земной коры, т.е. истощение кислого материала.

Кислый вулканизм способствует преобразованию земной коры. Это происходит при образовании и перемещении сиалического материала вверх в верхние горизонты коры или на её поверхность, что приводит к формированию или наращиванию гранитного слоя. Одновременно происходит «базификация» нижних горизонтов, откуда вынесен легкоплавкий сиалический материал в вышележащую кору. *В этом состоит главный геологический результат кислого вулканизма – наращивание гранитного слоя.*

Авторы в заключении делают следующие выводы:

- подавляющая часть кислых пород островных дуг образовалась в результате эволюции мантийных базальтовых расплавов;
- при эволюции базальтовых расплавов имеет место кристаллизация и флюидно-магматическая дифференциация, а также смешение магм и взаимодействие с земной корой;
- степень участия материала земной коры в формировании кислых пород определяется их геологической позицией и особенно показательна для кислых пород второй группы в островных дугах;
- главным фактором появления кислых пород является низкая проницаемость коры, обеспечивающая её прогрев и накопление летучих;
- главная корообразующая роль кислого вулканизма заключается в расслоении земной коры и формировании её сиалического слоя;
- щёлочность кислых пород сохраняется в процессе эволюции всей магматической серии и определяется не коровыми, а глубинными факторами – составом глубинного флюидного потока и мантийного источника.

Комментарии

Приведенные выше позиции и условия формирования кислых пород авторы рассматривают для островных дуг, относя к ним Камчатку с «мощной» корой. Это же относится фактически, по нашему мнению, и к сочленению Пенжинской и Центрально-Коряжской структурно-формационных зон, тоже с более мощной корой. Согласно ряду исследователей, сочленение рассматривается как островная дуга, развитая на рифте. Здесь интерес представляет восточная ветвь Западно-Камчатско-Коряжского вулканического пояса, построенная вулканитами олигоценовой тектоно-магматической активизации Коряжской ветви пояса.

Оценим территорию Коряжско-Камчатского региона с точки зрения мощности коры – основного фактора формирования крупных объёмов кислых пород. Согласно данным (*Карта полезных ископаемых...*, 1999; *Шеймович, 1996; Мелекесцев, 1974; и др.*) на территории Камчатки кислые породы олигоцен-миоцена и квартера распространены на огромных площадях Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курило-Южно-Камчатской СФЗ. Это вулканические комплексы Голыгинских гор с глубиной мезозойского фундамента до (до кровли кристаллического фундамента) 10 км (*здесь и далее – Мороз, 1991*), включая Паужетскую депрессию, массивы вулканов Ксудач и Ильинской сопки. Следующая площадь кислых вулканитов – бассейны рек Паратунки, Васильевской, Вулканной, массивы вулканов Горелый и Мутновский с мощностью мезозоя около 6 км. Примечательны среди большого объёма кислых пород небольшие (10-25%) площади базальтов. Например, на побережье Кроноцкого залива между вулканами Жупановский и Крашенинникова. На юге Камчатки аналогично поле в междуречье Голыгиной-Ходутки.

Случаи возникновения пород третьей группы устанавливаются на северо-западных отрогах Коряжского нагорья. На северной окраине Центрально-Коряжской (Укэляятской) тектонической зоны с мощной (до 10 км) корой континентального типа (*Апрелков и др., 1997*) сформирована Коряжская ветвь Западно-Камчатско-Коряжского вулканического пояса (ЗККВП). Она образована в эпоху олигоценовой тектоно-магматической активизации в трёх орогенных вулканогенах: Уннэйваямском, Гайчаваамском и Пальматкинском. И для них справедлив

тезис о «базификации» нижних горизонтов коры. В вулканогенах устанавливается отчётливая площадная дифференциация вулканитов (велолныкская серия): западные части вулканогенов представлены исключительно андезитовыми покровными комплексами, экструзиями того же состава, восточные – исключительно кислыми (риолиты, дациты с магнетитом, гранитоиды) и экструзиями липаритов. При этом в центре вулканогенов – на границе андезитов и кислых пород, доминируют гранодиоритовые интрузии (Мигитунупская, Инвалопинопская).

С кислыми породами связан рост концентраций рудных компонентов (Pb, Cu, Zn, S, Ag, Au), что говорит об их мобилизации из коры, а в прилегающих образованиях корякской свиты в том числе Sn, Hg, As.

Обширная площадь кислых пород (миоцен-плиоцен) – на Камчатском перешейке, характеризуется глубиной кристаллического фундамента 3-4 км. Согласно данным (Апрелков, Попруженко, 2009) расчётная глубина залегания поверхности М на перешейке составляет 32-33 км, а на крайнем юге Камчатки – в Голыгинском прогибе около 30 км.

Из приведенных цифр видна качественная приуроченность распространения кислых пород олигоцен-кватера Камчатки к площадям наибольшей мощности мезокайнозойского разреза. Особенно это впечатляюще коррелируется с Голыгинским вулканическим плато. В зоне сочленения Пенжинской и Центрально-Корякской СФЗ мощность коры оценивается в 36-40 км (Белявский и др., 2007). Здесь мощность коры на площадях развития кислых вулканитов согласно расчётам (Апрелков, Попруженко, 2009) составляет 28-30 км.

После формирования названных трёх типов кислых пород, дальнейшее развитие магматического процесса идёт с уменьшением роли пород первой группы. Развитие пород второй и третьей групп может идти при уменьшении теплового потока, растрескивании остывающей коры и поступлении на поверхность остывших мантийных масс. Этот процесс реализуется, в основном, на островных дугах; другой путь – увеличение теплового импульса, дальнейшее возрастание температуры коры со сменой кислых расплавов андезитовыми и с изменением базальтов при последующем застывании коры. Первый путь характерен для островных дуг, второй – для континентальных орогенных вулканических поясов.

Весьма показательным для разрабатываемой нами концепции глыбово-клавишной структуры земной коры является оценка авторами статьи параметра щёлочности пород. В авторской концепции глыбово-клавишной структуры земной коры поперечные межглыбовые разломы рассматриваются нами как глубинные сквозькоровые. Поэтому вывод авторов о том, что щёлочность кислых пород обусловлена глубинными факторами – составом глубинного флюидного потока и его мантийного источника является дополнительным аргументом правильности понимания глубинной природы межглыбовых разломов.

Ярким примером щелочных вулканитов на Камчатке является субщелочные лавы и туфы – трахиандезиты Уксичанского массива г. Чингейнгейн близ с. Эссо. Массив является надразломной структурой, развитой в квартере над зоной Хайрюзовско-Кроноцкого поперечного межглыбового разлома. Он имеет форму прямоугольника (55 км x 40 км), ориентированного по северо-запад.

Игнимбриты – породы риолитового состава, рассматриваются (Геологический словарь, 1978) как кислые образования больших объёмов из аналогичной магмы на поздних (орогенных) стадиях развития подвижных областей с их мощным «гранитно-метаморфическим слоем». В пользу такой трактовки их происхожде-

ния можно привести пример Голыгинских гор с образованием обширной кальдеры при выбросе огромной массы вещества. Согласно (Мороз, 1997) мощность мезокайнозойского разреза на этой территории (около 2 тыс. кв. км) составляет 5-7 км, а в осевой части Голыгинских гор (Голыгинского прогиба) достигает – 8-10 км.

Концепция глыбово-клавишной структуры земной коры предполагает клиновидное сечение клавиш коры юго-восточных окончаний глыб по СВ направлению, выраженных полуостровами, и трапециевидное – выраженное заливами. Поэтому при восходящих движениях клиньев клавиш глыб полуостровов нижние горизонты коры глыб заливов должны испытывать глубинное боковое сжатие, что уменьшает проницаемость разреза. А это, в свою очередь, способствует прогреву коры, приводящему к дифференциации и накоплению флюидов в промежуточных камерах и интенсификации анатексиса и палингенеза.

Положение юго-востока Камчатки в непосредственной близости к зоне субдукции предполагает интенсивную трещиноватость геологического разреза. По системе трещин вверх поднимаются летучие. Они вместе с тепловым потоком способствуют расплавлению первичной основной магмы на нижних этажах коры, т.е. процессам анатексиса. Однако по мере приближения магмы к поверхности трещиноватость «схлопывается» под воздействием боковых давлений глубинных клиньев, разваливающихся на поверхности, и её «залечивании».

На глубине начинается палингенез основной магмы – превращение её в кислую, способную к внедрению в верхние этажи коры. Этому процессу способствует также погружение геологического разреза опускающейся клавиши глыбы на глубины, где происходит геотектоническое возрождение сиалических масс в процессе палингенеза. Таким образом, на Восточной Камчатке возникают чередующиеся процессы вулканизма в т.ч. т.н. «возвратный» магматизм и в тылу вулканических поясов – к западу от Центрально-Камчатского вулканического пояса (Хангар, Ичинский), Восточно-Камчатского вулканического пояса (Кроноцкое звено).

Выводы

1. Связь параметра щёлочности кислых пород с составом глубинного флюидного потока и его мантийного источника подтверждает определение поперечных межглыбовых разломов как сквозькоровых глубинных.

2. Наличие на обширных вулканических полях кислых пород эпизодических участков основных пород отражает процесс базификации нижних горизонтов земной коры при выносе оттуда легкоплавкого сиалического материала. При увеличении проницаемости земной коры анатексис приводит к образованию базальтов и андезитов, также участвующих в строении кислого слоя коры.

3. Представление глыбово-клавишной структуры земной коры о глубинных клиньях воздымающихся п-овов и глубинных трапециях заливов объясняет увеличение проницаемости пород разреза нижней части гранитного слоя в последних за счёт снижения боковых давлений воздымающихся сопредельных клиньев.

2.11.5.

В статье *Суркова В.С. с соавторами «Глубинное строение земной коры вдоль профиля 2-ДВ по гравитационным и аэромагнитным данным» (2003)* приводятся новые данные о глубинном строении разреза по линии глубинного комплексного субмеридионального профиля 2-ДВ – Магадан – о. Врангеля на его южном отрезке от г. Магадан до пос. Оротукан, длиной 600 км. Здесь он пересекает северо-западную трансрегиональную систему чередующихся впадин и горстов по подошве литосферы (*Геологический атлас., 1996*), выраженную на поверхности уникальной по протяженности системой дизъюнктивных и пликативных дислокаций – Колымо-Индибирской структурой (шовной зоной), простирающейся от Командорских островов до устья р. Яны (Янский залив моря Лаптевых).

От Магадана до пикета 130 км профиля распространяется Кони-Мургальская складчатая система, ограниченная глубинными разломами на всю 40 км глубину до поверхности Мохоровичича, характеризую сочленение континентальной (на севере) и океанической коры на юге. В ней исключительно малая мощность (2-3 км) гранитно-метаморфического слоя с приближением к поверхности (на глубине 5-6 км), исключительная большая мощность (более 30 км) базальтового слоя и его высокое положение. На интервале пикетов 0-60 км профиля, принадлежащего ещё к океанической коре, южная часть профиля характеризуется малой мощностью гранитно-метаморфического слоя, большой – базальтового и высоким положением границы Мохо. С северной частью сочленение происходит по системе сравнительно пологих нарушений, уходящих в мантию с падением под материк. В северном Арmano-Вилигинском блоке (пикеты 130-225) – большая мощность гранитно-метаморфического слоя (до 20 км), низкое положение его подошвы (более 30 км). Третий – Балыгычанский блок (пикеты 225-300 км) – с меньшей мощностью гранитно-метаморфического слоя и повышенной - базальтового.

Для всех трех блоков профиля (пикеты 0-330 км) характерна резкая изменчивость мощности гранитно-метаморфического слоя с почти полным его выклиниванием к Охотскому морю. Также резко невыдержанна мощность базальтового слоя с колебаниями от 10 до 30 км. Поверхность Мохоровичича неровная: наиболее высокая в начале профиля (до пикета 30 км) она быстро понижается до 40 км уже при удалении от моря на 40 км.

Вторая часть профиля (пикеты 330-600 км) граничит на юге с первой по глубинным разломам и отражает Балыгычанское поднятие, Омсукчанский прогиб, Хетагчанское поднятие, выраженных в поведении горизонтальных границ. Для этой части профиля характерно увеличение мощности (до 10 км) вулканогенно-осадочного слоя, насыщенного большим объемом интрузий, выдержанность по простираанию гранитно-метаморфического и базальтового слоев и более высокое их положение в разрезе. В выводах акцентируется ярко выраженное блоково-глыбовое строение, характерное для складчатых областей, с резким подъемом границ Мохо и базальтового слоя.

Выполнено объемное моделирование по сети из шести профилей, параллельных изученному в натуре в полосе шириной 120 км, и построены планы поверхности Мохо и базальтового слоя. Поверхность базальтового слоя – неровная, бугристая с колебаниями абсолютных отметок от 12 км у океана до 25 км в средней части профиля (пикеты 420 км и 580 км). Резкое погружение рельефа базальто-

го слоя сохраняется при переходе от берега моря на континент. Отмечено чередование поднятых и опущенных участков при северо-западной ориентировке таких вытянутых дислокаций. Бугристый характер поверхности Мохо с колебаниями абсолютных отметок от 30 км в океане до 55 км отмечен на континенте. Отметка глубины 55 км находится близ границы океан-континент, фиксируя впадину на пикете 200-290 км. В океанической части рельеф поверхности Мохо ровный, с плавным повышением по сравнению с рельефом поверхности базальтового слоя, имеет более крупные и гладкие формы, и хотя заметной корреляции двух поверхностей не наблюдается, ряд впадин и поднятий совпадают.

Устанавливается заметная связь известных рудных узлов с понижением в рельефе поверхности Мохо и в рельефе базальтового слоя: узлы приурочены либо к бортам впадин, либо к самим впадинам, а более крупные узлы – к унаследованным впадинам на обеих поверхностях. Из 49 проекций рудных узлов на поверхность Мохо 37 приходится на впадины и их борта, а на впадины поверхности базальтового слоя – 44 узла. Отмечено соответствие простирания проекций рудных зон и тектонических форм рельефу поверхности Мохо.

Комментарий

Наше сравнение разреза профиля 2-ДВ с картой подошвы литосферы (*Геологический атлас России, 1996*) дает удовлетворительное качественное соответствие поверхности Мохо и рельефа подошвы литосферы. Северное ограничение Кони-Мургальской складчатой системы на разрезе совпадает с высокоградиентной зоной подошвы литосферы. Армано-Вилигинский блок на разрезе, с его одноименным синклинирием, мощностью 20-30 км гранитно-метаморфического слоя и погружением базальтового слоя, соответствует по характеру поведению подошве литосферы – в виде её северо-западного подъема. На пикете 500 км система разломов с падением на юг согласуется с высокоградиентной зоной в подошве литосферы.

Исключительно интересным является факт связи по размерам рудных узлов (видимо, рудных районов) с поверхностью Мохо – приуроченностью таксонов к впадинам и их бортам. В этом контексте, вероятно, не случайна приуроченность Западно-Корякского золоторудного района с Аметистовым (*Карта полезных ископаемых.., 1999*) месторождением к прогибу в подошве литосферы, выраженному узким линейным литосферным грабеном юго-восточного простирания (140^0 или 320^0) от западного побережья Пенжинской губы (р. Парень) к юго-востоку по линии Парень – Таловка – Тиличики. При этом имеется торцовое сочленение этого грабена на юге с аналогичными глубинами подошвы литосферы (80-81 км), выраженной высокоградиентной зоной, простирающейся от точки высоты 1186 г. Сейнав (лист Р-58) на северо-восток (45^0) вплоть до г. Анадыря (и далее на северо-восток) и в противоположную сторону – на юго-запад (225^0) до п. Оссора с замыканием в заливе Укинском. В минерагеническом отношении этот грабен в подошве литосферы к северо-востоку от г. Сейнав характеризуется: наложенными Центрально-Корякской и Вывенской металлогеническими зонами, с упоминавшимся Западно-Корякским рудным районом с крупным Аметистовым месторождением; Сейнавским платиноносным рудно-россыпным районом; Ляпганайским ртутным рудным районом и др. К юго-западу, от г. Сейнав простираются Ильпинский рудный (сероносный) район Олюторской металлогенической провинции

(ранее известный как Северо-Камчатский), на Камчатском перешейке – Северо-Камчатский золоторудный район Центрально-Камчатской металлогенической провинции.

Выводы

1. Поведение границ базальтового слоя и рельефа поверхности Мохо по профилю 2-ДВ качественно согласуется с поведением глубины подошвы литосферы.

2. Связь рудных районов (узлов) территории вдоль профиля 2-ДВ с понижениями-впадинами и их бортами в поверхности Мохо согласуется с аналогичными соотношениями рудных районов и Корякской части Корякско-Камчатской складчатой области.

3. Южная часть профиля 2-ДВ подтверждает наличие т.н. Магаданско-Авачинского поперечного межглыбового разлома северо-западного простирания, простирающегося на «*Карте рельефа подошвы литосферы*» от Восточной Камчатки, через Охотского море до г. Магадан и от него на северо-запад примерно до п. Усть-Нера.

2.П.6.

В статье *Берзина Р.Г. с соавторами «Результаты электроразведочных работ на южной части профиля 2-ДВ» (2003)* по материалам интерпретации геоэлектрического разреза сделан ряд основных выводов, интересных в аспекте рассматриваемой нами проблемы. Земная кора имеет чётко выраженное блоковое строение, отражённое в чередовании электропроводящих и высокоомных блоков её разреза.

Констатируется отсутствие в Кони-Мургальской складчатой системе проводящего слоя, что согласуется с исключительно маломощным гранитно-метаморфическим слоем, установленным интерпретацией гравитационных и аэромагнитных данных по профилю 2-ДВ (*Сурков, Зиннатуллин и др., 2003*). Ограничение Кони-Мургальского блока системой разломов, падающих на северо-восток, отражено в глубинной проводящей зоне, отождествляемой с зонами проводящего мантийного флюида. В Балыгычанском поднятии фиксируется две проводящие зоны, отождествляемые с трогами Иньяли-Дебинского синклинория (пикеты профиля 310-460). Значительное количество проводящих объектов верхней части геоэлектрического разреза коррелируется со многими месторождениями Арmano-Вилигинского синклинория.

Выводы

1. Результаты интерпретации гравитационного и магнитного поля согласуются с электроразведочными данными, подтверждая и более дифференцируя разрез земной коры и её строение. Особенно важным является возможность получения модели минерагенических таксонов и их связи с глубинными границами коры и поверхности Мохо.

2. Полученные фактические материалы и их интерпретация могут стать основанием комплексной интерпретации гравитационного, магнитного и геоэлектрического полей Корякской складчатой системы, характеризующейся таким же подобным качественным поведением поверхности и подошвы литосферы, что и территория по южной части профиля 2-ДВ.

2.П.7.

Если обратиться к схеме расположения Омолонского террейна (*Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. чл.-корр. РАН А.И. Ханчука. Книга 1., (2006)*), представленного выходами дорифейского фундамента к северо-западу от границы Камчатского края, то очевидно его ограничение с запада Ребро (Чемурнаут)-Анапкинским межглыбовым разломом (рис. 11).

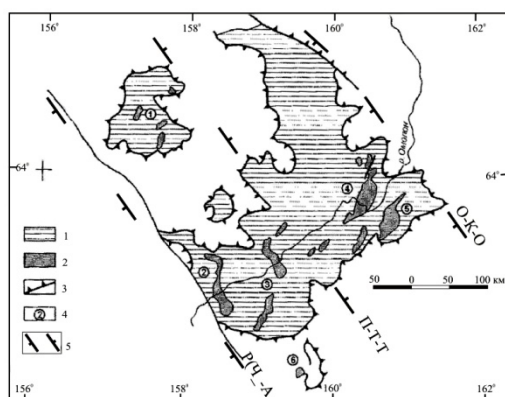


Рис. 11. Схема расположения выходов дорифейского фундамента в юго-восточной части Омолонского террейна (*«Геодинамика магматизма и металлогения Востока России» под ред. Ханчука, 2006; с дополнениями*).

1 – контуры поднятий в пределах Омолонского террейна; 2 – выходы докембрийского фундамента; 3 – границы поднятий; 4 – полосы выходов докембрийского фундамента: 1 – Абкитская, 2 – Ольдянинская, 3 – Коаргычанская, 4 – Ауланджинская, 5 – Закоронная, 6 – Хебикенджинская.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного – алеутского направления: О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский; П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, Р(Ч)-А – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский.

Разлом закрывает распространение поднятий выходов докембрийского фундамента: Абкитского, Ольдянинского, Коаргычанского, Ауланджинского, Закоронного, Хебикенджинского с юго-запада.

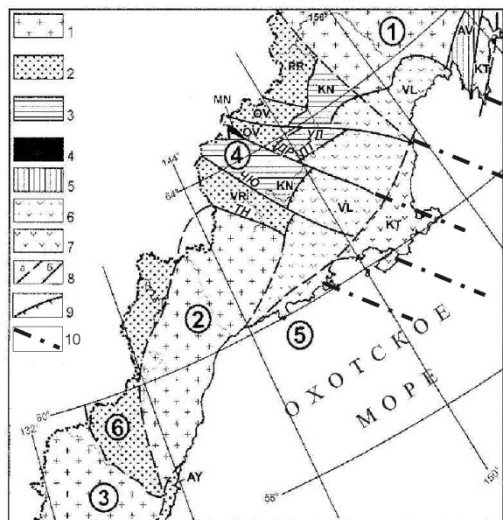


Рис. 12. Схема расположения террейнов северо-западного обрамления Охотского моря (*«Геодинамика магматизма и металлогения Востока России», под ред. Ханчука, 2006; с дополнениями*).

1 – кратоны и фрагменты кратонов; 2 – террейны – фрагменты пассивных континентальных окраин; 3 – турбидитовые террейны; 4 – террейны – фрагменты палеозойской океанической коры; 5 – террейны – фрагменты палеозойской активной окраины; 6 – террейны – фрагменты позднепалеозойского-раннемезозойского задугового бассейна; 7 – террейны – фрагменты фронтальной части позднепалеозойской-раннемезозойской островной дуги; 8 – сдвиги и сбросы предполагаемые (а) и установленные (б); 9 – надвиги.

Цифрами в кружках обозначены: 1 – Омолонский и 2 – Охотский кратонные террейны; 3 – Алдано-Становой щит; VR – Верхоянская пассивная окраина; 4 – Яно-Колымский орогенный пояс, включающий Приколымский (PR), Омулеский (OV), Куларо-Нерский (KN) и Мунилканский (MN) террейны; 5 – Охотско-Корякский орогенный пояс, включающий Авесковский (AV), Кони-Тайгоносский (КТ), Вилигинский (VL) и Аянский (АУ) террейны; 6 – Верхоянская пассивная окраина. Разломы: УЛ – Улаханский, ПТ – Паутовский, ДР – Дарпир, ЧЮ – Чай-Юрьинский и ТН – Тинькинский.

Дополнение: 10 – поперечные межглыбовые разломы, трассируемые на Камчатку.

Восточная граница террейна отстоит от западной на 315 км, что кратно 160 км. Это даёт основание считать восточной границей террейна Омолон-Каменско-Олюторский поперечный межглыбовый разлом (к востоку от границы Камчатского края). Через середину террейна продолжается северо-западное трассирование

Парень-Таловско-Тиличикского разлома. Он разделяет на юге террейна группу СЗ простираения выходов фундамента Ольдянинского и Коаргычанского, от группы СВ простираения блоков Ауланджинского, Закоронного и Хебикенджинского, а также обособленный на западной половине террейна Абкитский выход. Для последних трёх блоков и крайнего южного Хебикенджинского характерны гранито-гнейсы, очковые гнейсы и полимигматиты в отличие от кальцифиров, гнейсов и эклогитоподобных пород – в Закоронном и Ауланджинском выходах. Добавим, что к востоку от выходов террейна площадь перекрыта поздне меловыми вулкани- тами ОЧВП.

Выскажем мнение о том, что по аналогии с положением поперечных меж- глыбовых разломов на территории Корякского нагорья, трассируемых через ОЧВП и являющихся трансрегиональными, ряд разломов Камчатки трассируется через Охотское море на Примагаданье (Андиева, 1977; Злобин и др., 2003; *Текто- ническая карта...*, 2000). Там они переходят в категорию продольных, прослежи- ваются на СЗ (310-330⁰), являясь границами террейнов: разломы Тинькинский, Чай-Юрьинский, Дарпирский, Улаханский (рис.12).

2.П.8.

Связь землетрясений с тектонической раздробленностью земной коры терри- тории от п-ва Пьягин (Примагаданье) к северо-западу примерно на 375 км (до п. Карамкен) рассмотрена в статье *Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю. «Плотность раз- ломов, землетрясения и рельеф границ расслоения в земной коре (на примере центральной части Магаданской области) (2011 г.)*

Основа – структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканиче- ского пояса (м-б 1:5 000 000, В.Ф. Белый, ред. А.Н. Шило; 1977) и схема изолиний плотности разломов т.н. Средне-Ямского сейсмического узла.

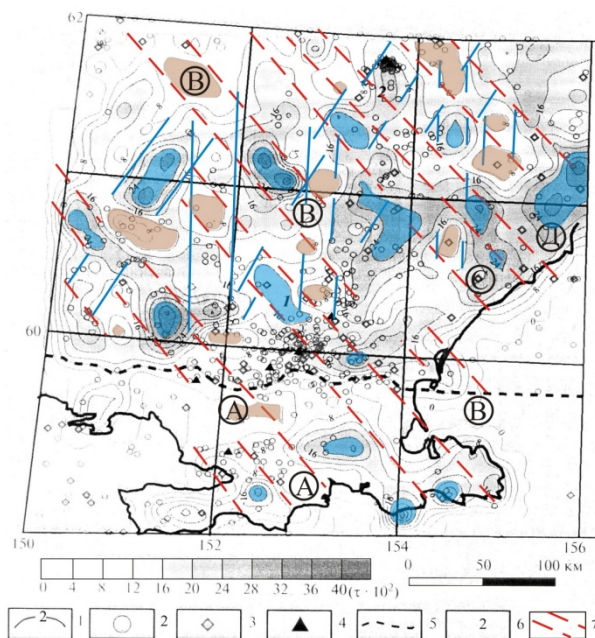


Рис. 13. Схема изолиний плотности разломов, проявленных на поверхности, и пространственного распределения эпицентров землетрясений Средне-Ямского сейсмического узла и прилегающей территории (Гайдай и др., 2011; с дополнениями).

1 – изолинии плотности разломов (10^{-2} км⁻¹); 2-4 – землетрясения энергетического класса: 2-8 ≤ K < 10, 3-10 ≤ K < 12, 4 – K ≤ 12; 5 – граница областей с различным распределением эпицентров землетрясений относительно поля тектонической раздробленности земной коры; 6 – сейсмические узлы: 1 – Средне-Ямский, 2 – Купкинский. Тоновая шкала плотности разломов соответствует τ τ 10². Дополнение: 7 – границы вероятные локальных аномалий плотности разломов.

Статья интересна тем, что на п-ове Пьягин трассируются разломные дислокации с п-ова Камчатка, в т.ч. поперечные межглыбовые разломы.

Авторы делают основные выводы.

- На территории распространения земной коры континентального типа с развитым гранитным слоем максимальный уровень сейсмической активности отвечает участкам изученной территории со средней плотностью разломов.

- На территории суши и Примагаданском шельфе Охотского моря, характерных корой переходного типа с сокращённой мощностью гранитного слоя, наиболее вероятны землетрясения энергетического класса ≥ 12 на участках с пониженными значениями плотности разломов.

Общий вывод заключён в тезисе: подъём кристаллического фундамента (гранитного слоя) увеличивает степень раздробленности вышележащей коры.

Комментарий

Выводы авторов могут быть полезны для оценки сейсмичности в зависимости от плотности разломов, проявленных на поверхности материковой части Корьяско-Камчатского региона и Камчатки. Вместе с тем, интерес представляет очевидная корреляция плотности разломов в северо-западном направлении. Также очевидно северо-западное простирание блоков гранитоидов.

На *рис 14* видно несколько полос СЗ простиранения (320^0). Сопоставление полос с материалами геотраверсов Северо-Охотский, Амурский Лиман – Тайгоносский и Западно-Камчатский (*Тектоническая карта..., 2000*) показывает, что полоса А совпадает на Камчатке с поперечными межглыбовыми разломами Хайрюзовско-Кроноцким, а полоса В – с Тигильско-Ключевским.

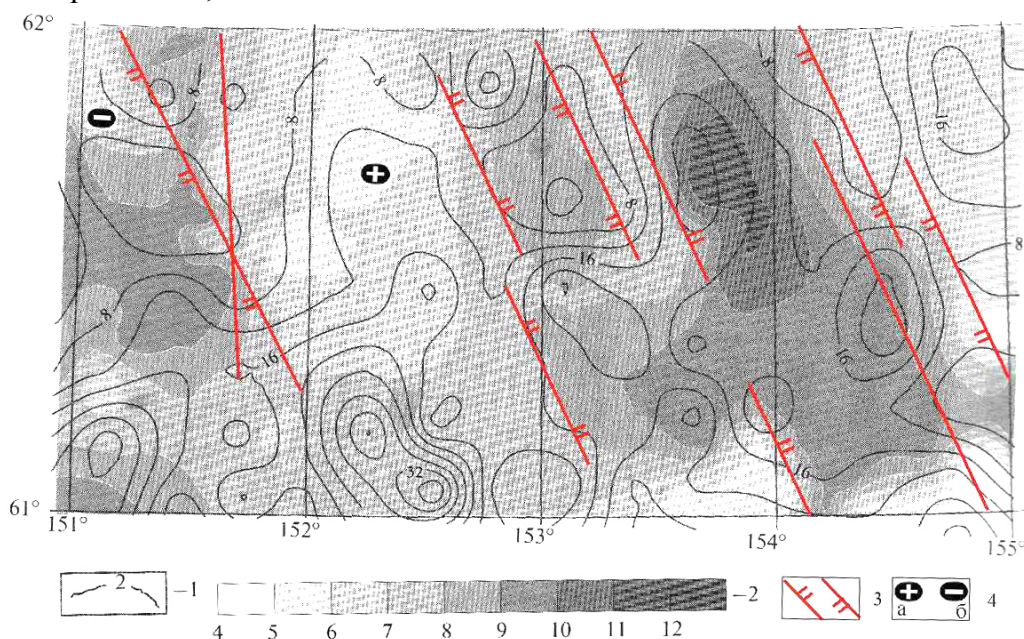


Рис. 14. Схема рельефа кровли гранитного слоя земной коры и плотности разломов, проявленных на поверхности (*Гайдай и др., 2011; с дополнениями*).

1 – изолинии плотности разломов (10^{-2}км^{-1}), 2 – глубина кровли гранитного слоя (км).

Дополнения: 3 – ограничение блоков гранитного слоя; 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Если обратиться к *рис. 13*, то видно, что полоса В ограничивает западное воздымание кровли кристаллического (гранитного) слоя (до 4-6 км). Полоса С ограничивает это воздымание с востока. Далее к востоку, кровля понижается до 7-9 км, а зона Д отражает максимальное погружение кровли – более 9 км.

При трассировании полосы С через Гижигинский залив с материка на Камчатку она выходит на Воямпольско-Усть-Камчатский поперечный межглыбовый разлом. Трассирование зоны Д на Камчатке совпадает с поднятой глыбой п-ова Озерный.

Приведенное трассирование на расстоянии около 200 км от Камчатки до п-ова Пьягина вполне корректно, если учесть наличие подтверждения трансрегиональности разлома на геотраверсах в Охотском море.

Вывод

Поперечные межглыбовые разломы Камчатки Хайрюзовско-Кроноцкий, Тигильско-Ключевской, Воямпольско-Усть-Камчатский и Паланско-Командорский трассируются через Гижигинский залив на п-ов Пьягина Примагаданья на северо-запад на протяжении 310-400 км.

2.П.9.

Неизбежное обращение к концепции поперечных межглыбовых дислокаций видно в *статье Сидорова А.А., Волкова А.В., Алексеева Ю.В. «Зоны активизации и вулканизм» (2013)*. Рассматриваются зоны тектоно-магматической активизации (ТМА), окаймляющие и секущие вулканогенные пояса Северо-Востока Азии. Авторы обращают внимание на саму суть процесса, как на резкое усиление (или возобновление) тектонических движений в стабильных территориях земной коры. Отмечено, что в этом процессе происходят сводовые поднятия, образование впадин с угленосными и вулканогенными отложениями, внедрение кислых и щелочных интрузий. Это не позволяет отождествлять зоны активизации с вулканическими поясами, так как они закладываются и ранее и с более поздними проявлениями тектонических подвижек и вулканизма.

Процессы проявляются вдоль крупных разломов, а по отношению к генеральному проявлению складчатости толщ фундамента поясов являются продольными и поперечными ранне- и посторогенными зонами. В Охотско-Чукотском вулканическом поясе (ОЧВП) линейные зоны рассматриваются в качестве его ответвлений, а цепочки вулканических полей и интрузивов часто расположены на продолжении разлома. Отмечено, что зоны активизации «... нередко знаменуют собой возобновление «регматической» активизации сети разломов земной коры» (стр. 4). При этом, в верхних структурных этажах разломы выступают как границы элементов крупных тектонических структур, так и как скрытые разломы фундамента, фиксируемые по комплексу геологических и геофизических данных. В соответствии с этим выделяются верхнекоровые и глубинные зоны активизации.

Зоны активизации развиваются в тесной связи с постагрегационными процессами, которые сопровождают формирование окраинно-континентального ОЧВП. Линейные зоны являются важными рудоконтролирующими структурами, вмещающими разнообразные месторождения. Постагрегационные зоны активизации наследуют зоны более раннего заложения, в т.ч. глубинных линеаментов. Большинство зон проявляется поясами даек, малых гипабиссальных интрузий, вулканических покровов, субвулканических тел, рудных структурно-купольных структур. На поверхности зоны трассируются вулканическими полями и цепочками гранитных интрузий. В верхнекоровых зонах активизации развиты Au-Sn-Ag, Sn-Ag- полиметаллические, Au-W-Sb месторождения.

Комментарий

Описание постаккреционных зон тектоно-магматической активизации находит отклик в сути Западно-Камчатско-Корякского вулканического эоцен-олигоценового пояса. Пояс начинается эоценовыми отложениями на Камчатке (широта п. Палана, р. Пятибратская) и простирается на СВ до мыса Чемкрыл, от которого поворачивает на СВ, где образует олигоценовые вулканические поля или вулканогены: Уннэйваямское, Гайчаваамское, Пальматкинское. Этот пояс обрамляет с юга позднемеловой ОЧВП и, к юго-востоку от него, зоны активизации приобретают направление поперечное (СЗ) складчатости (рис. 15).

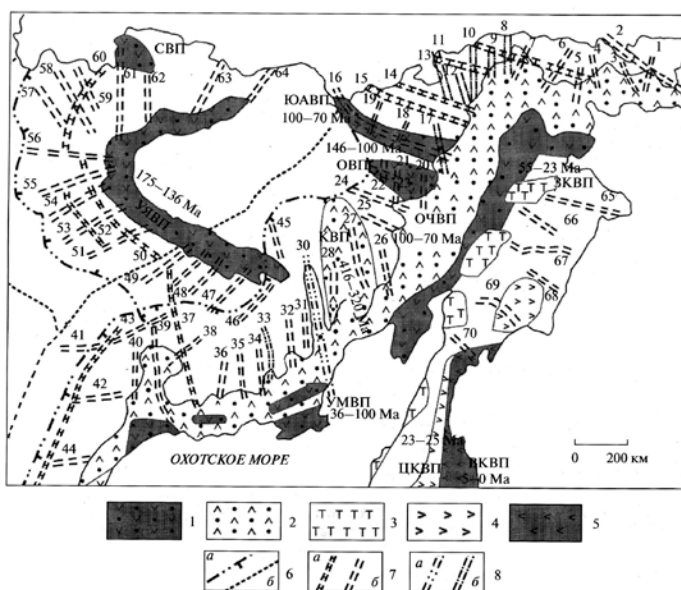


Рис. 15. Схема размещения вулканических поясов и зон ТМА на Северо-Востоке Азии. Составлена на основе (Кузнецов, 2006) (Сидоров и др., 2013).

1, 2 – вулcano-плутонические пояса (1 – палеоостроводужные: позднеюрско-меловые Удско-Мургальский (УМВП), Уяндино-Ясачненский (УЯВП), Олойский (ОВГГ) и меловой Южно-Анхойский (ЮАВГТ) со святоносским окончанием (СВП), 2 – окраинно-континентальные: девонский Кедонский (КВП), позднемеловой Охотско-Чукотский (ОЧВП); 3-5 – кайнозойские вулканические пояса (3-4 – окраинно-континентальные: 3 – эоцен-олигоценовый Западно-Камчатский-Корякский (ЗКВП), 4 – олигоцен-четвертичный Центрально-

Камчатский (ЦКВП), 5 – островодужный плиоцен-четвертичный Восточно-Камчатский (ВКВП)); 6 – условные границы: областей интенсивно проявленной активизации (а) и внешних частей перивулканических зон (б) с учетом геофизических данных; 7 – линейные зоны ТМА: продольные согласные со складчатостью (а) и поперечные к складчатости (б); 8 – установленные глубинные зоны ТМА: омсучканского (а) и чукотского (б) типов. Цифры на схеме 1-70 – номера зон ТМА. Ма – миллионы лет.

На территории Корякского нагорья от южного побережья Анадырского залива до р. Анапки на Камчатском перешейке зоны активизации совпадают в плане с рядом поперечных межглыбовых разломов. Поперечные линейные зоны активизации на этой территории приурочены, как пишет автор, к скрытым разломам, выделенным по геофизическим данным. К сожалению, в статье не раскрывается значение проанализированных зон (№№ 2, 65-70), но их положение симптоматично в аспекте концепции глыбово-клавишной структуры земной коры.

Тем не менее, появление зон активизации к югу от ОЧВП в постаккреционный период согласуется с представлениями А.Г. Нурмухамедова (2010) о Западно-Камчатско-Корякском вулканическом поясе как надсубдукционной рифтогенной структуре. Уместно сказать, что в отдельных вулканических полях пояса – вулканогенах проявлена специфика рудообразования, отмеченная автором – названная выше рудная специализация целиком адекватна вышеразвернутым трём вулканогенам олигоцена названного пояса.

2.П.10.

Патока М.Г., Шеймович В.С. «Кайнозойский вулканизм Южной Камчатки» (1989).

Кайнозойский вулканизм Южной Камчатки затронут нами в контексте связи с основами концепции глыбово-клавишной структуры земной коры. Его проявления в вулканических поясах и их аппаратах-вулканах территории являются вескими аргументами связи магматических формаций с мощностью коры.

Кайнозойскому вулканизму территории посвящены работы С.Е. Апрелкова, Б.В. Ежова, В.А. Ермакова, М.И. Зубина, В.С. Шеймовича, Н.В. Огородова, Н.Н. Кожемяки, И.В. Мелекесцева и др. Вулканические комплексы здесь изучены в процессе геологической съёмки 1:200 000, результаты которой стали объектом монографии В.С. Шеймовича и М.Г. Патоки «Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма» (1989). Материалы геологических съёмок отражены на «Карте полезных ископаемых Камчатской области» (1999) и «Геологической карте и карте полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа» (2005).

В монографии сказано, что выделение риолит-дацитовая формации проблематично. Она объединяет вулканы от андезитов до риолитов, с преобладанием дацитовых и липаритовых лав и игнимбритов миоцен-плиоцена. Гипабиссальные интрузии представлены гранодиоритами и гранодиорит-порфирами и являются продуктом поздних этапов эволюции андези-базальтовой формации, преобладающими на территории более 1000 кв. км. С миоцен-плиоценовой формацией ассоциирует кислый миоценовый магматизм, развитый и по её периферии.

Зона развития формации (50 км x 20 км), имеет выраженное северо-западное простирание, с востока ограничена по р. Паратунке, с северо-запада – по р. Плотниковой. Зона названа Банно-Карымшинской. Кроме неё, участки андезитовых пород развиты в бассейнах рек Федотова, Асача – здесь выделен Асачинский вулканический комплекс.

Комментарий

Вулканогенно-тектонические структуры комплекса приурочены к диагональным (СЗ) швам и глубинным структурам (СВ). В целом, зона распространения формации находится в наиболее опущенном блоке горст-блоковой зоны Южной Камчатки на севере Голыгинской региональной вулканической цепи. К северу от Вилючинского линейного элемента кайнозойские магматические формации простираются согласно Малкинско-Петропавловской поперечной зоне дислокаций (СЗ).

Территория риолит-дацитоидной покровной формации с её кислыми субвулканическими телами развита на структуре позднемиоценового основания вулканического пояса, основание которого выходит на поверхность в районе Петропавловско-Камчатского в тектонических окнах глыбы земной коры Авачинского залива. Вместе с кислыми покровными и субвулканическими фациями ассоциирует интрузивный гранодиоритовый комплекс.

Вывод

Кислый риолит-дацитоидный комплекс отражает позднюю стадию развития вулканизма в клавишах опускающейся глыбы земной коры, ограниченной поперечными северо-западными разломами. На побережье южной Камчатки глыба отражена клавишей Юго-Восточно-Камчатских бухт.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ КОНТИНЕНТА АЗИИ И СУШИ ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОТЕКТониКИ ЯПОНСКОГО, ОХОТСКОГО И ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЕЙ

2.III.1.

Яроцкий Г.П. Японские острова. Строение земной коры Японских островов.

Одной из наиболее всесторонне изучаемых территорий Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса, начиная с 60-х годов XX века, является Япония. Здесь сосредоточены интенсивные проявления молодого и современного вулканизма и характерна высокая сейсмическая активность. Учитывая высокую плотность заселения Японских островов, требуется столь же высокая степень защиты их от природных процессов. Большой фактический материал и его интерпретация позволили составить монографию *«Строение земной коры Японских островов» («Геологическое развитие ...», 1968)*. В ней до сих пор содержатся ценнейшие знания и материалы, из которых ясно видны аспекты поперечных разломных дислокаций и их роль в геологическом развитии Японии. В монографии они рассматриваются на модели, построенной на представлении о многослойной – шести-слойной, модели скорости пробега сейсмических волн.

Нулевой – верхний слой создан преимущественно молодыми осадками, первый – преимущественно консолидированными осадочными отложениями, второй – гранитоидами и консолидированными осадочными отложениями, третий – преимущественно породами гранитного ряда и более основными породами, четвёртый – преимущественно основными породами, пятый – перидотитами или эклогитами. Этими слоями сложена кора и подкорковый слой. Расположение слоёв очень сложное, мозаичное не только по вертикали, но и по горизонтали. Распределение слоёв по глубинам среза 0, 10, 20, 30 и 40 км приведено на *рис. 16*.

Распределение слоёв модели столь сложно, что прямое соответствие с геологическими структурами определить затруднительно, но некоторые связи всё же устанавливаются. Область распространения первого слоя молодых осадков приблизительно соответствует развитию мощных толщ молодых, главным образом, кайнозойских осадочных отложений – этим площадям отвечают крупным отрицательным аномалиям гравитационного поля Буге. Площади, слагаемые слоями третьим и четвёртым, образованы кислыми породами, а на глубине 20 км они отвечают тихоокеанской части островов, где кора тоньше, чем в западной части.

Целью нашего исследования является демонстрация наличия фактических данных о поперечных межглыбовых разломах СЗ простирания и их роли в работах разного направления.

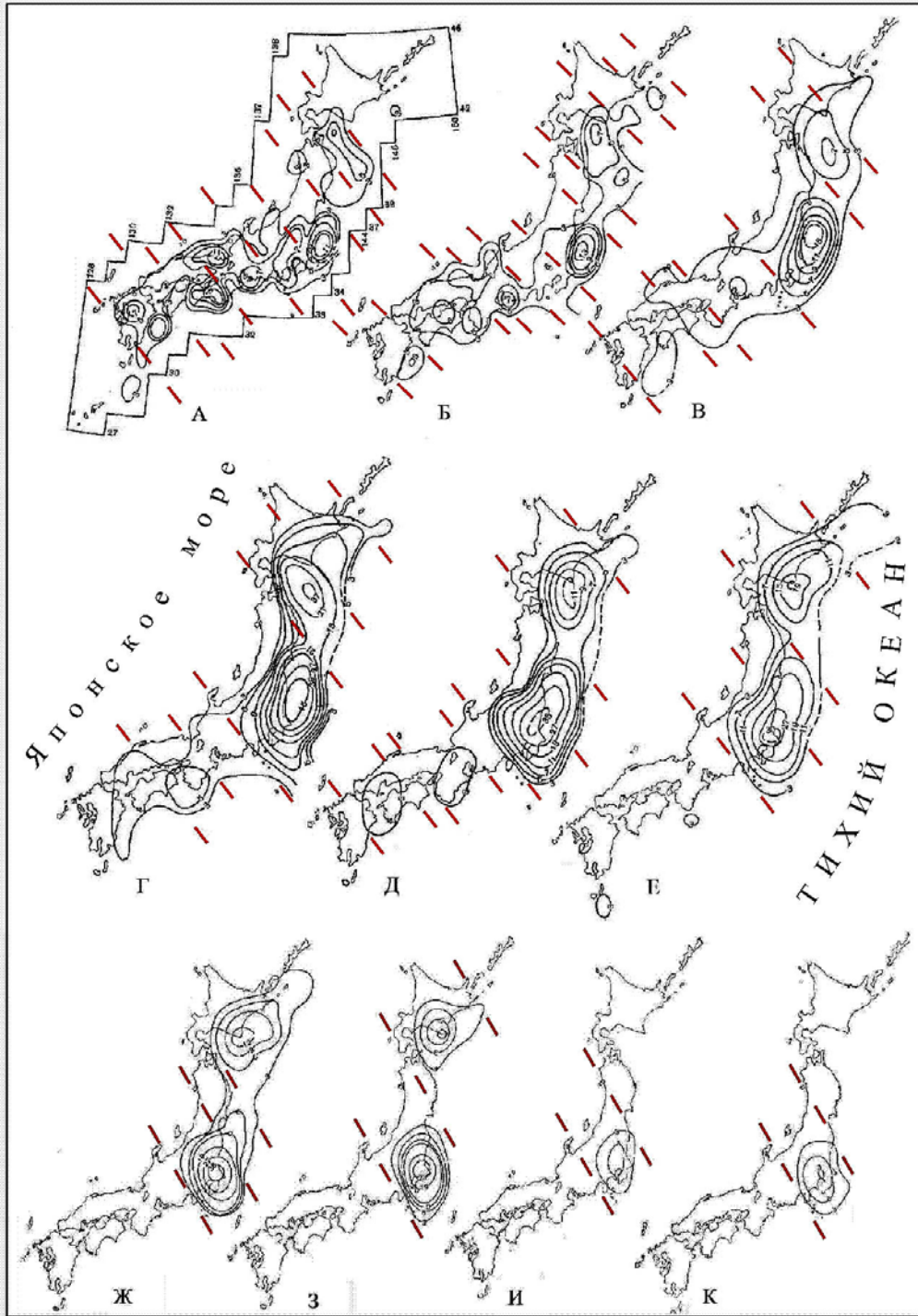


Рис. 16. Сейсмические карты

(«Геологическое развитие Японских островов», 1968; с дополнениями).

Сейсмические карты, составленные по слабым землетрясениям: А – ($0 \leq h < 10$ км); Б – ($10 \leq h < 20$ км); В – ($10 \leq h < 20$ км); Г – ($30 \leq h < 40$ км); Д – ($40 \leq h < 50$ км); Е – ($50 \leq h < 60$ км); Ж – ($60 \leq h < 70$ км); З – ($70 \leq h < 80$ км); И – ($80 \leq h < 90$ км); К – ($90 \leq h < 100$ км).

Дополнения: короткими штрихами показано идеализированное положение возможных поперечных разломов на разных этапах земной коры.

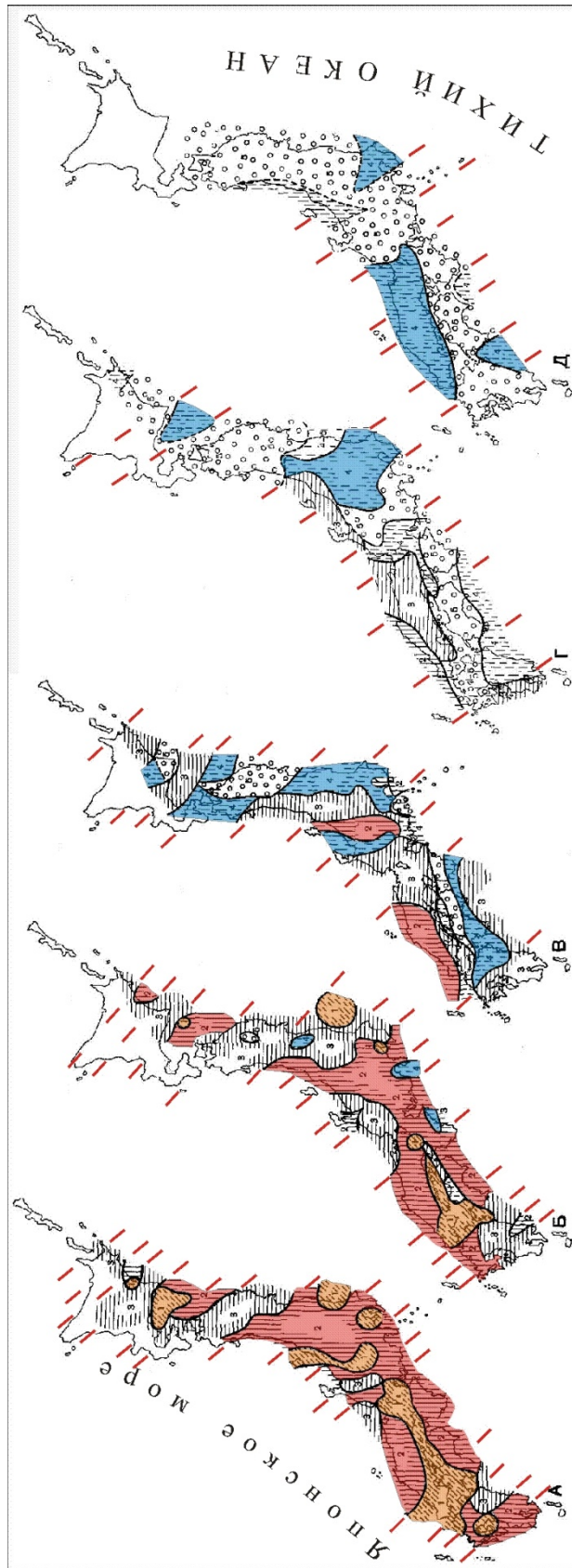


Рис. 17. Стрoение земной коры («Геологическое развитие Японских островов», 1968; с дополнениями).

А – близ дневной поверхности. Б – на глубине около 10 км; В – на глубине около 20 км.; Г – на глубине около 30 км.; Д – на глубине около 40 км. Состав слоёв земной коры: 0 – преимущественно молодые осадки; 1 – преимущественно консолидированные осадочные отложения; 2 – гранитоиды и консолидированные осадочные отложения; 3 – граниты и более старые породы; 4 – преимущественно основные породы; 5 – перидотиты или эклогиты.

Дополнение: короткими штрихами показаны вероятные северо-западные субвертикальные границы раздела между шестью субгоризонтальными слоями земной коры, генерализованные и схематизированные.

Комментарий

Обращение к *рисункам 16, 17* даёт возможность провести районирование распространения слоёв на разных глубинах с позиции наличия поперечных границ. Несмотря на вариантность районирования по направлениям возможных границ, наличие северо-западных направлений очевидно на всех глубинных уровнях. Вместе с тем, из рисунков вытекает вывод о разной глубине распространения неоднородностей – слоёв по вертикали. Так, на глубине 20 км сокращается площадь распространения нулевого и первого слоёв и появляется четвёртый слой. На глубине около 30 км резко сокращается площадь второго и третьего слоёв и расширяется площадь четвёртого слоя. На глубине около 40 км исчезает третий слой, т.е. примерно мощность осадочного и гранитного слоёв находится на уровне глубины около 30-35 км. Вместе с тем, уже на глубине около 20 км гранитный слой замещается слоем преимущественно основных пород. Такое распределение слоёв на разных глубинах говорит о том, что слои в глыбах (блоках), образовались в разных условиях осадконакопления. Тектоника – слоисто-блоковая.

Простираение разделительных поперечных линий около $310-325^0$. Отмечается, что лишь малая часть аномальных площадей на разных глубинах имеет генеральное северо-восточное либо меридиональное простираение, т.е. соосно простираению суши островов. К югу от Фоссы Магны это слои 1 и 2, которые на глубине около 20 км замещаются третьим слоем, а на глубине около 40 км – целиком четвёртым и пятым слоями. К северу от Фоссы Магны третий слой сохраняется до глубины около 30 км, хотя уже на глубине около 20 км начинает замещаться четвёртым и пятым слоями.

Таким образом, видно, что в продольном СВ сечении геоструктурных поясов суши линия глубины слоёв по простираению суши имеет свойство ундуляции до глубин около 40 км, на которой прослеживается преимущественно пятый слой с остатками четвертого, т.е. гранитный слой исчезает уже ниже 30 км. Выпадение слоёв рассматривает случай выхода блоков на поверхность, когда осадконакопление отсутствует.

Остается добавить, что намеченные нами на *рис. 16, 17* линии субвертикального разделения (и субгоризонтальных, отчасти) совпадают на о. Хоккайдо с границами геотектонических провинций Японии в мезозое (*Геологическое строение...*, 1968) и с границами в плане металлогенических таксонов на протяжении палеозоя-кватера (*Геология и минеральные ресурсы...*, 1961).

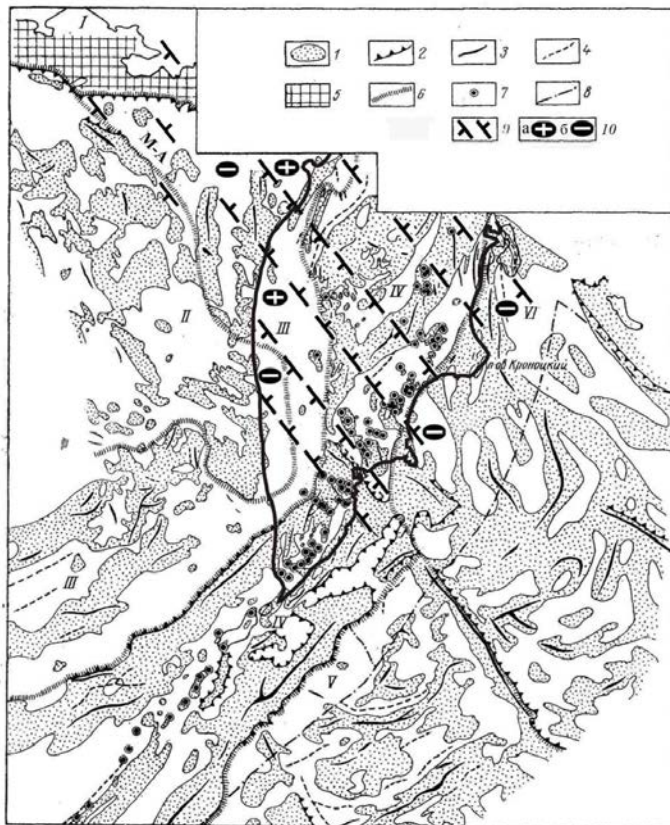
Вывод

Земная кора Японии в шестислойном глубинном породном разрезе на всех глубинах – от поверхности до 40 км, разделяется в плане на отдельные территории по линиям преимущественно северо-западного направления.

2.III.2.

Первыми опубликованными данными по Камчатке и прилегающим акваториям, в которых намечен крупный и протяжённый северо-западный разлом в акватории Охотского моря, является публикация *Андиевой Т.А., Супруненко О.И., Шамараева В.Н. «Магнитное поле прикамчатских акваторий» (1977).*

На северо-восточной части Охотского моря выделяется две аномальные области, разделяемые границей, простирающейся от Срединного хребта Камчатки через акваторию моря с выходом на материк в районе г. Магадана. Впоследствии эта линия была прослежена на юго-восток до Авачинского залива и названа авторами Магаданско-Авачинским разломом. В районе Авачинской губы линия разлома прослежена с суши на акваторию Тихого океана, а на Камчатке пересекает Ганальский горст.



разлома прослежена с суши на акваторию Тихого океана, а на Камчатке пересекает Ганальский горст.

Рис. 18. Магнитное поле Камчатки и сопредельных акваторий (Андиевой и др., 1977; с дополнениями).

1 – положительные аномалии; 2 – зоны резких горизонтальных градиентов; 3 – оси линейных положительных аномалий; 4 – оси линейных отрицательных аномалий; 5 – зона интенсивных резко переменных аномалий, соответствующая Охотско-Чукотскому вулканическому поясу; 6 – границы зон поля; 7 – вулканы; 8 – оси глубоководных желобов; I-VI – аномальные области магнитного поля. М-А – поперечный Магаданско-Авачинский разлом.

Дополнения: 9 – осевые линии поперечных глубинных межглыбовых разломов по геолого-геофизическим данным; 10 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Магнитные аномалии северной части возвышенности Обручева в океане протягиваются к северо-западу на Кроноцкий полуостров, где меняют направление на субмеридиальное и далее на северо-восточное (40°). Малопротяжённая северо-западная аномалия выделена на Шипунском полуострове и прослежена на юго-восток в акваторию на 100 км (рис. 18.)

Комментарий

Статья подготовлена во времена начала планомерных геологических исследований на Камчатке и, естественно, не могла быть достаточно аргументированной. Тем не менее, последующие геологические данные дали возможность придать новый полноценный смысл интерпретации магнитного поля, в т.ч. и установленной в акватории линии разлома, простирающегося от Тихого океана до материка Северо-Востока Азии.

Так разлом находит продолжение в продольных разломах мезозоидов Колымы и Верхоянья. Особо важным является мнение авторов о продолжении индикационных аномалий магнитного поля за глубоководный желоб в океан и трассирование одного из разломов на материк в мезозоиды Северо-Востока Азии.

2.П.3.

Распространение северо-западных дислокаций в акватории Охотского моря отражается в структуре теплового поля, описанного в статье **Веселова О.В.** «*Структура теплового потока Охотоморского региона*» (2000). Исследовано распределение теплового потока и проведено его районирование по морфоструктурам моря в связи с эволюцией мощности консолидированной земной коры. Использовано около 270 определений теплового потока, по которым построена карта (рис. 19). Общая картина расположения и ориентировки аномалий теплового потока как локальных, так и региональных свидетельствует о преимущественно северо-западном их простирании, другие направления являются, очевидно, подчинёнными. Если исключить специфическую область Курильских островов, то северо-западное простирание характерно для территории от Сахалина до 153° в.д. Отдельные локальные аномалии установлены к северу от Курильской гряды, причём для цепочки ряда из них характерно кулисообразное смещение к северо-востоку. К востоку от 153° в.д. на широте 55° с.ш. фиксируются субмеридиональные локальные аномалии или предполагается северо-восточное простирание в Пенжинский залив. Примечательно, что в Татарском проливе у юга о. Сахалин и даже в пределах рисунка фиксируется большая группа локальных аномалий, образующих область северо-восточного простирания, обрезанную западной оконечностью о. Сахалина. Продолжение области через Охотское море выводит прямо на Пенжинский залив. Простирание подчёркивается локальной аномалией к востоку от мыса Терпения и южным окончанием группы локальных северо-западных аномалий к востоку от северного Сахалина.

С суши северного Сахалина на северо-восток простирается обширная группа северо-западных аномалий, наиболее яркой, из которых является узкая линейная цепочка локальных аномалий от $152,5^{\circ}$ в.д. до 145° в.д. Все аномалии этой области простираются под углом $315-340^{\circ}$. На Западной Камчатке между $54^{\circ}-56^{\circ}$ с.ш. фиксируются две локальные аномалии, их простирание около 320° .

Анализируя поток по тектоно-структурным зонам моря, автор пишет о его связи с этапами тектоно-магматической активизации в регионе. Говорится о почти повсеместной переработке гетерогенного фундамента в верхнем мелу, а для ряда зон – и в верхнем палеогене, неогене, квартере. Рядом исследователей отмечалось «..., что в северной и центральной частях Охотского моря оси большинства аномалий теплового потока имеют простирание с северо-запада на юго-восток, совпадая с простиранием трансформных разломов на Северо-Западной плите Тихого океана» (стр. 115). Для большинства аномалий аномальной области интенсивность теплового потока описывается изолинией 56 и 70 мВт/м кв., а участки аномальных значений приурочены к разломным зонам в сводах поднятий Пограничного, Центрально-Охотского, др.

Аномально высокие значения теплового потока, например, в Центрально-Охотском поднятии приурочены к северо-западным разломам на его своде и по бортам, 173 и 80 мВт/м кв. соответственно. Указывается, что высокие значения теплового потока и мощность кристаллической части земной коры находятся в обратном соотношении: высокому потоку отвечает сокращённая мощность, что говорит о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции коры – эти области моря характеризуются значительными толщами осадочных отложе-

ний (свыше 4 км), например Голыгинский прогиб (3-4 км), Западно-Камчатский прогиб (3-9км).

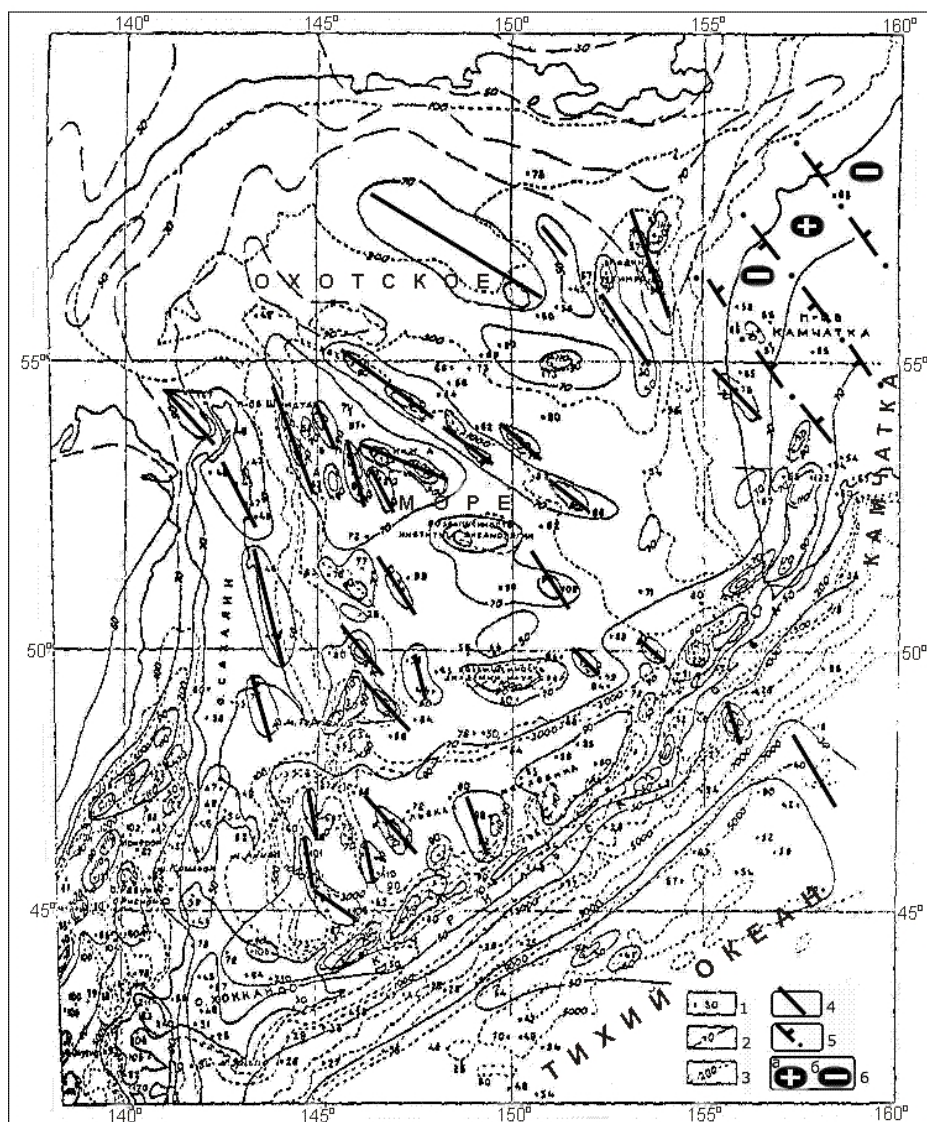


Рис. 19. Карта теплового потока Охотоморского региона (Веселов, 2000; с дополнениями).

1 – значения измеренного теплового потока, мВт/м², 2 – изолинии теплового потока, 3 – изобаты, м.

Дополнения: 4 – осевые линии северо-западного простираения аномалий теплового потока, 5 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного - алеутского направления (на п-ове Камчатка); 6 - направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Автор, оценивая высокий тепловой поток, сокращённую мощность кристаллического фундамента, высокие амплитуды неогеновых опусканий кровли и фундамента, уменьшение глубины залегания поверхности Мохо, характерное простираение морфоструктур и др., приходит к выводу «о термической эрозии низов коры, подъёме изотерм под прогибами, переработке «гранитно-метаморфического» слоя и тому подобных признаков, присущих рифтогенным структурам» (стр. 127). Предполагается, что происходит изменение вещественного состава в этом случае с увеличением мафической составляющей низов коры.

Выводы

1. Карта теплового потока Охотоморского региона обладает высокой информативностью о состоянии истории тектонического развития структурных элементов верхних и нижних этажей земной коры. Тепловой поток может использоваться как характеристика кристаллической коры двух её разных тектонофаз коры: не затронутой кайнозойской активизацией и подвергнутой молодой активизации. В процессах тектоно-магматической активизации происходит термическая деструкция низов земной коры.

2. Карта теплового потока Охотоморского региона даёт основание к утверждению о существовании системы СЗ элементов поля как линейных структур, отражающих разломные дислокации, которые служат каналами тепловых потоков с источниками на глубинах от 15 до 120 км. Наличие слоёв частичного плавления в коре рассматривается как зоны разломно-магматической активизации.

3. Трассирование осей тепловых аномалий северо-западного простирания на юго-восток и совпадение этого направления с простиранием трансформных разломов на Северо-западной плите Тихого океана даёт основание считать, что разломные дислокации этого направления Охотского моря рассекают и сушу – полуостров Камчатку. Территория моря насыщена СЗ и СВ направлениями дислокаций дна.

2.III.4.

В статье *Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л. «Неоднородности фундамента Охотского моря» (2003)* рассматриваются неоднородности глубоко расчленённого акустического фундамента, позволяющего судить о его структурных неоднородностях и тектоническом режиме в целом. Особенность Охотского моря в том, что глубокая расчленённость приурочена к мелководью моря, занимающего около 40% его площади. При мощности кайнозойского чехла до 6-10 км неоднородности фундамента проявлены в структурном рельефе рисунка дна и в полях изопакит осадочной тощи. На структурной карте выделяется депрессия, прогибы и поднятия фундамента, линеаменты – как предполагаемые разломы в нём. Эти элементы объединяются в системы, отражающие направленность развития и особенности тектонического режима.

2.III.5.

Г.П. Яроцкий

Поперечные дислокации периферии Охотского моря («Тектоническая карта Охотоморского региона» (2000).

Охотское море занимает интерес исследователей по многим причинам. Это окраинное море является характерным элементом перехода от океана к континенту на западе Тихого океана в отличие от востока, где такие моря отсутствуют. По периферии моря и через его северную часть пройдено четыре морских геотраверса (*Тектоническая карта..., 2000*), ставших основой наиболее полной и современной тектонической карты Охотоморского региона.

Наше обращение к тектонике Охотоморского региона вызвано тем, что на материалах геотраверсов, изучая геологический разрез акваторий, прилегающих к суше и дающих некоторое освещение разломных дислокаций, возможно увидеть

связь их с таковыми на суше. По траверсам вдоль Сахалина и Западной Камчатки они хорошо согласуются, что является аргументом регионального характера поперечных разломных дислокаций: разломы суши трассируются через море к Примагданию, а разломы в акватории – на о. Сахалин.

Комментарий.

На рис. 20 приведено положение разрезов земной коры по четырём геотраверсам Охотского моря. По ним складывается картина отражения северо-западных дислокаций, играющих роль в формировании разломно-блоковой/глыбовой тектоники суши двух противоположных краев моря: Камчатки и Сахалина. При создании дополнений к авторским разрезам по геотраверсам нами проведено дополнение к ним в виде трансляции северо-западных дислокаций суши в акваторию моря. На Камчатке это сделано по авторским представлениям, на о. Сахалине – по материалам Ротмана В.К. из «Металлогенической карты Камчатки, Сахалина и Курильских островов» (1984). Дополнением к геотраверсам служит разрез через Северо-Татарский прогиб (см. далее).

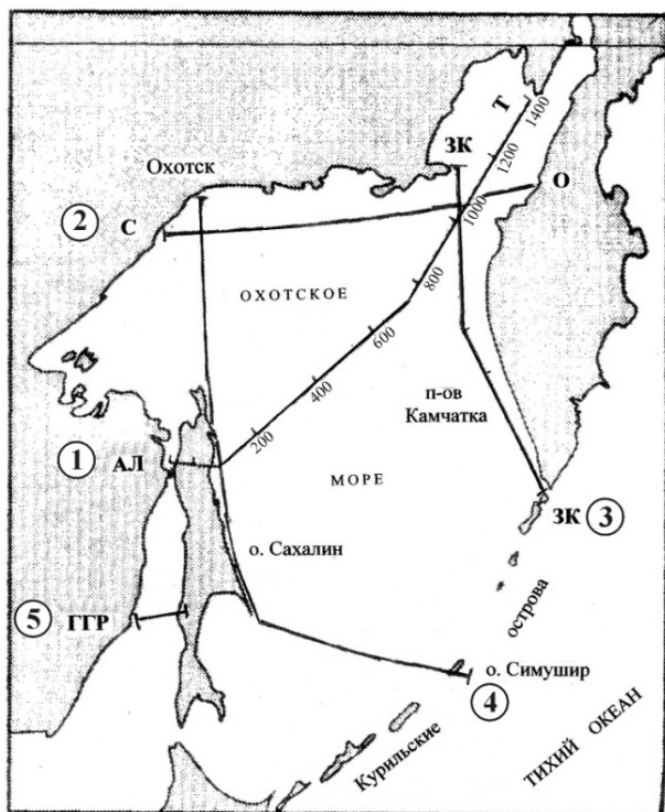


Рис. 20. Схема расположения геотраверсов Охотского моря, использованных при исследовании глыбово-клавишной структуры суши Камчатки и Сахалина («Объяснительная записка к «Тектонической карте Охотоморского региона, масштаба 1: 2 500 000» (2000); с дополнениями).

Наименование геотраверсов на схеме.

АЛ-Т – Амурский Лиман – п-ов Тайгонос (1), С-О – Северо-Охотский (2), ЗК – Западно-Камчатский (3), Охотск-Восточно-Сахалинский шельф – остров Симушир (4).

Дополнения: ГГР – Геолого-геофизический разрез Северо-Татарского прогиба (5).

Авторское дополнение к геотраверсам выразилось в проведении ограничений глыб по разломным дислокациям, отражённым в кровле «гранитного» слоя на разрезах геотраверсов.

При этом границы глыб – разломы, проводились по перегибам кривой кровли «гранитного» слоя и разломам на разрезах. Так как в «Объяснительной записке ...» не указана точность определения глубин, то принимается априори положение кровли слоя согласно расчётной точности. Это даёт возможность учитывать амплитуды соседних блоков на уровне разности не менее 1,5 км. Для большинства случаев амплитуды составляют более 2 км, достигая в ряде случаев 6-8 км.

При сохранении ширины блоков-глыб на суше и в их продолжении в акватории они расходятся на участках геотраверсов, расположенных под косым углом, например на восточной половине Северо-Охотского геотраверса.

На *Северо-Охотском геотраверсе* (рис. 21) для авторской интерпретации принята восточная половина разреза к востоку от пикета 600. Началом отсчёта расчленения разреза принят достоверный, установленный прямыми, геологическими наблюдениями отрезок Утхолокско/Омгонского поднятия, фиксируемого выходами «гранитного» слоя на поверхности. На «*Карте полезных ископаемых ...*» (1999) он картируется выходами от нижнего мела (пенсантайская свита) по плиоцен. Эти комплексы составляют центральную часть поднятой глыбы земной коры Кроноцкого полуострова. В Срединном хребте к этой глыбе приурочена максимальная мощность земной коры Камчатки – до 33 км (Апрелков, Попруженко, 2009) под Центрально-Камчатским вулканическим поясом.

К западу от Утхолокско-Омгонского поднятия воздымающейся глыбы Кроноцкого полуострова в рельефе кровли «гранитного» слоя разреза фиксируется резкий перегиб с погружением до 9 км. Ширина этой впадины ограничена на западе разломом с амплитудой сброса не менее 4 км. Впадина отражает, согласно разрезу, южную часть Шелиховского прогиба северо-восточного простирания. Ввиду косоного положения геотраверса к простиранию глыбы Шелиховского прогиба она в структуре не имеет индивидуального выделения, равно как и правотности отрицания такого выделения.

Очевидно, что в районе пикетов 850-960 происходит наложение двух прогибов: Шелиховского – северо-восточного и северо-западного глыбы Кроноцкого залива. К западу от пикета 850 уверенно выделяется обширное поднятие гранитного слоя, фиксируемого до пикета 700. Его амплитуда по отношению к восточному прогибу составляет не менее 6 км, к западному – 4 км. Согласно рисунку 21, это Кони-Морское поднятие на магаданском побережье – у полуостровов Кони и Пьягина. Несмотря на значительное удаление этого поднятия от побережья Камчатки, можно с большой долей уверенности полагать его соответствие западному окончанию поднятой глыбы Шипунского полуострова Камчатки, пересекающей Шелиховский и Пьягинский грабены и поднятый мезозойский блок суши полуостровов Кони и Пьягина.

К западу от Кони-Морского поднятия примерно до пикета 360 фиксируется обширная впадина, осложняемая локальными узкими закономерно чередующимися поднятиями, иногда горстами. Представляется, что эта обширная впадина Магаданского прогиба тоже включает в себя влияние северной опущенной глыбы Авачинского залива. Очень сильным аргументом этому является юго-западная граница котловины ТИНРО, простирающейся от Западной Камчатки. Интересным является и факт торцового сочленения Шелиховского грабена и котловины ТИНРО, причем северное ограничение последней совпадает с северным ограничением поднятой глыбы Шипунского полуострова Камчатки.

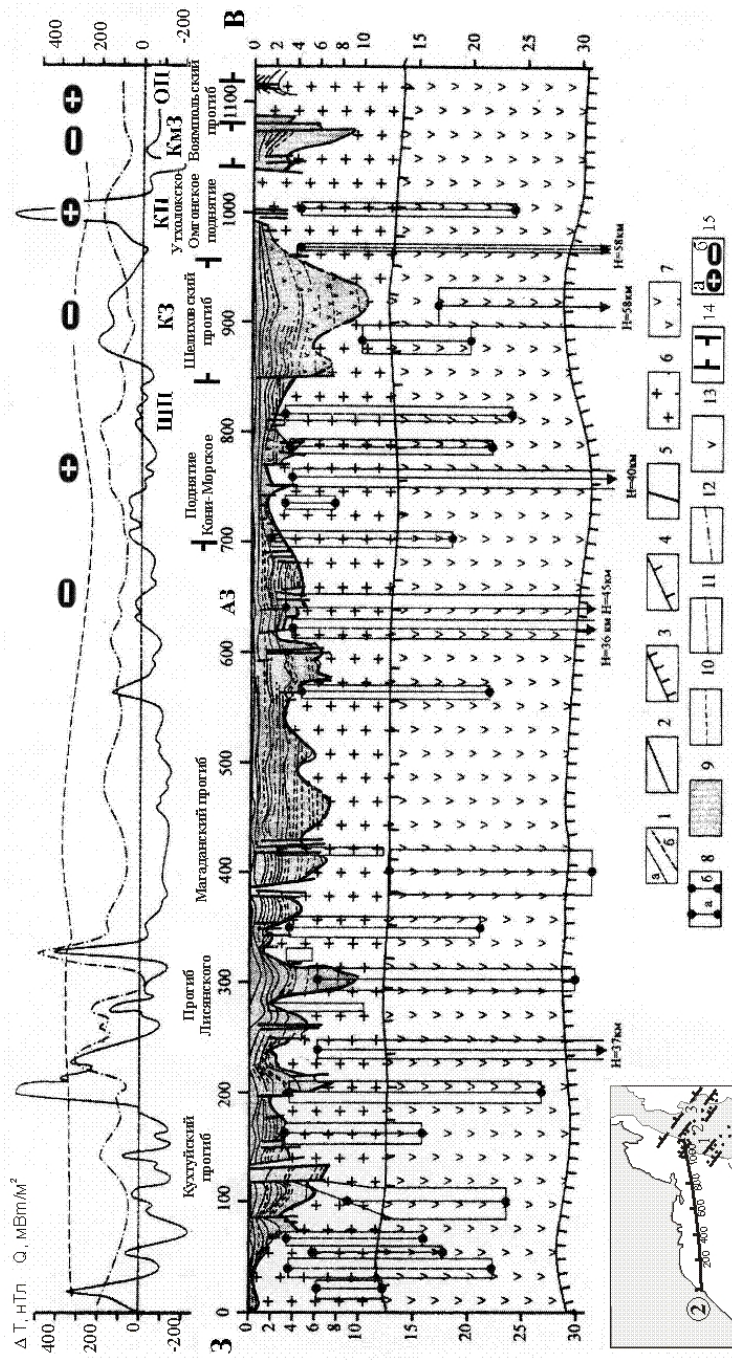


Рис. 21. Северо-Охотский геотранверс («Объяснительная записка...», 2000; с дополнениями).
 Местоположение разреза показано на врезке (2).

1 – сейсмические границы в осадочной толще; а – уверенные, б – неуверенные; 2 – поверхность консолидированного фундамента; 3 – поверхность Мохо; 4 – кровля «базальтового» слоя; 5 – разрывные нарушения; 6 – «гранитный» слой; 7 – «базальтовый» слой; 8 – проекции положения верхних и нижних кромок срезов магнитных тел; а – на линии геотранверса, б – в полосе 100 км от линии геотранверса; 9 – преобладание в разрезе глинистых пород; 10 – состав осадочной толщи (прогнозирование геологического разреза по данным С.Х. Шаиняна, Л.М. Злобиной, Э.Г. Коблова, Р.Л. Буценко, Ю.Н. Самойленко); 10 – наличие в разрезе песчаных пород, 11 – наличие в разрезе глинистых пород, 12 – переслаивание в разрезе песчаных и глинистых пород, 13 – терригенно-кремнистые породы.
 Дополнения: 14 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного направления; 15 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); на геотранверсе буквами обозначены (от пк 700 с запада на восток) глыбы: АЗ – Авачинского залива, ШП – Шигунского полуострова, КЗ – Кроноцкого залива, КП – Кроноцкого полуострова, КМЗ – Камчатского залива, ОП – Озёрного полуострова.

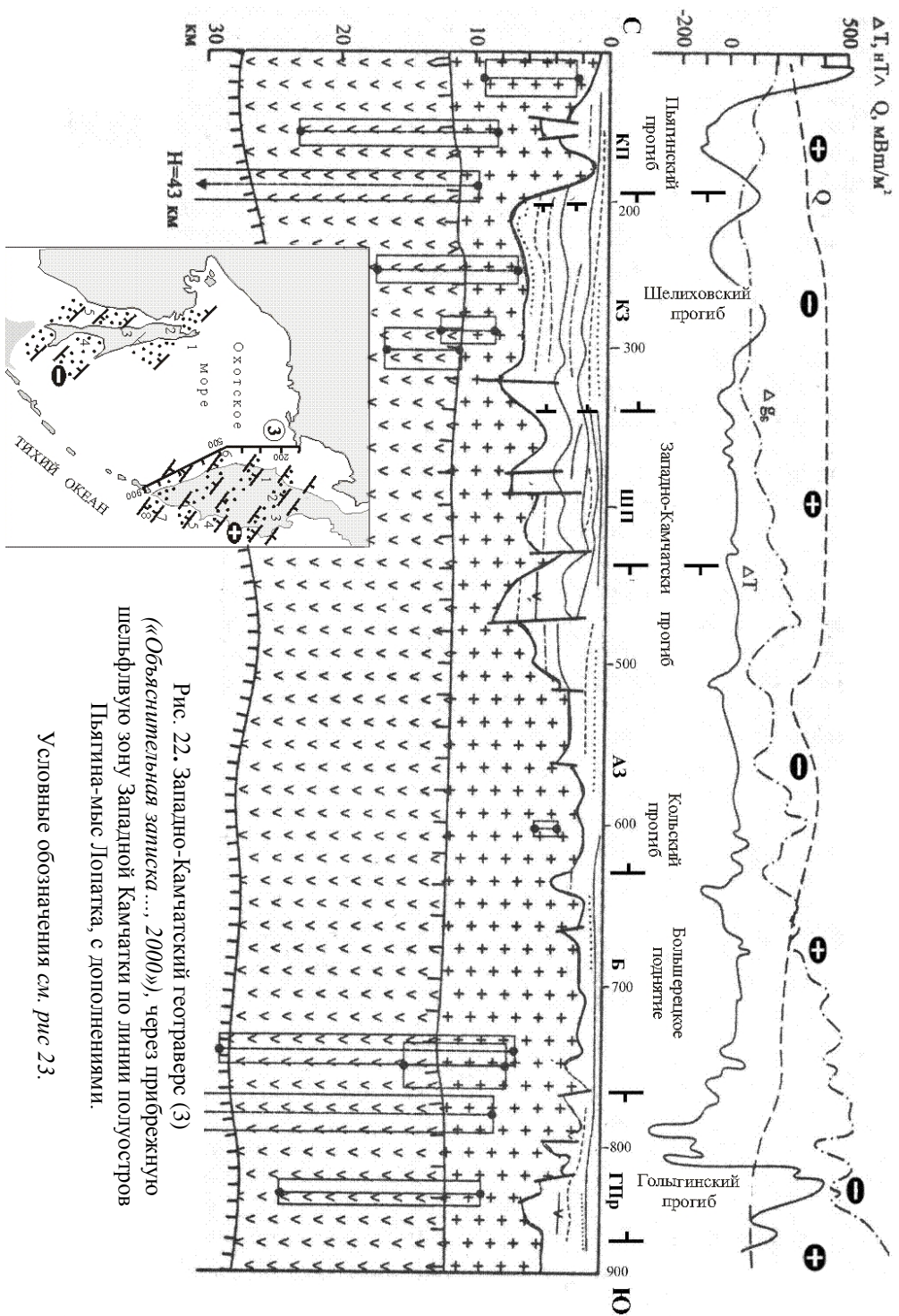
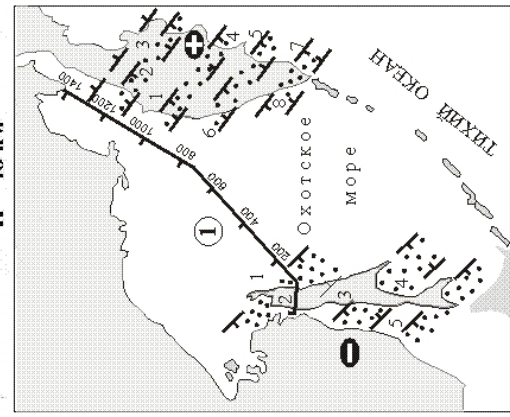
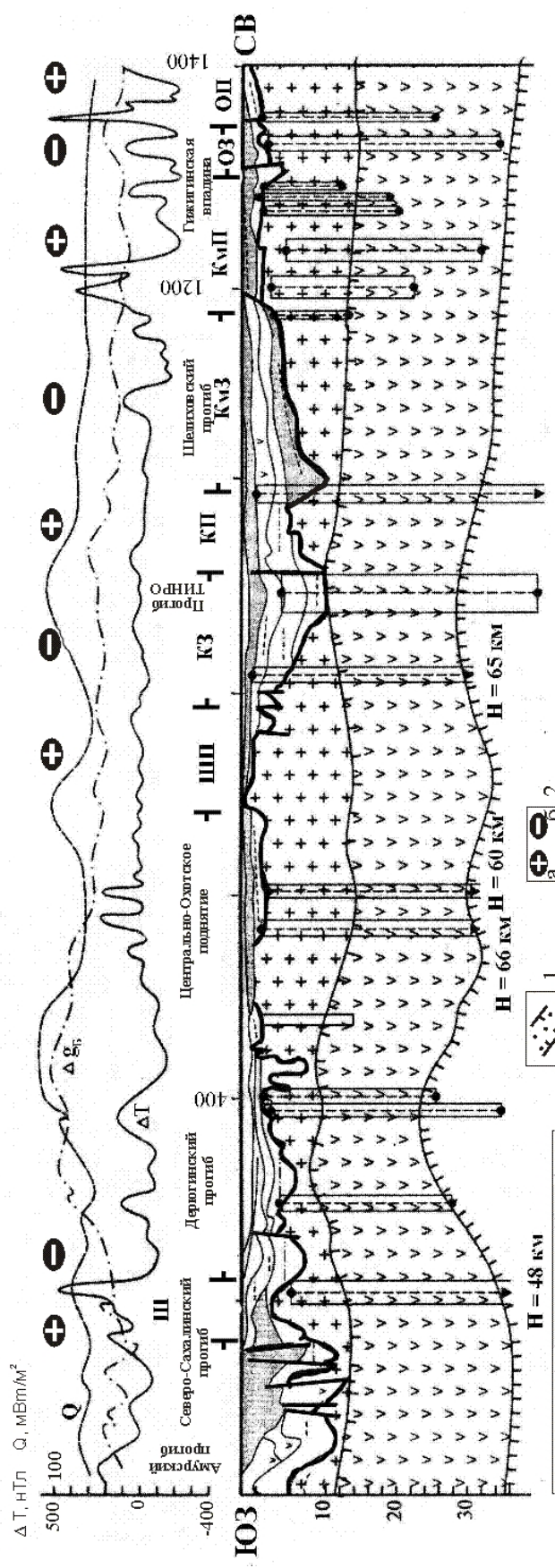
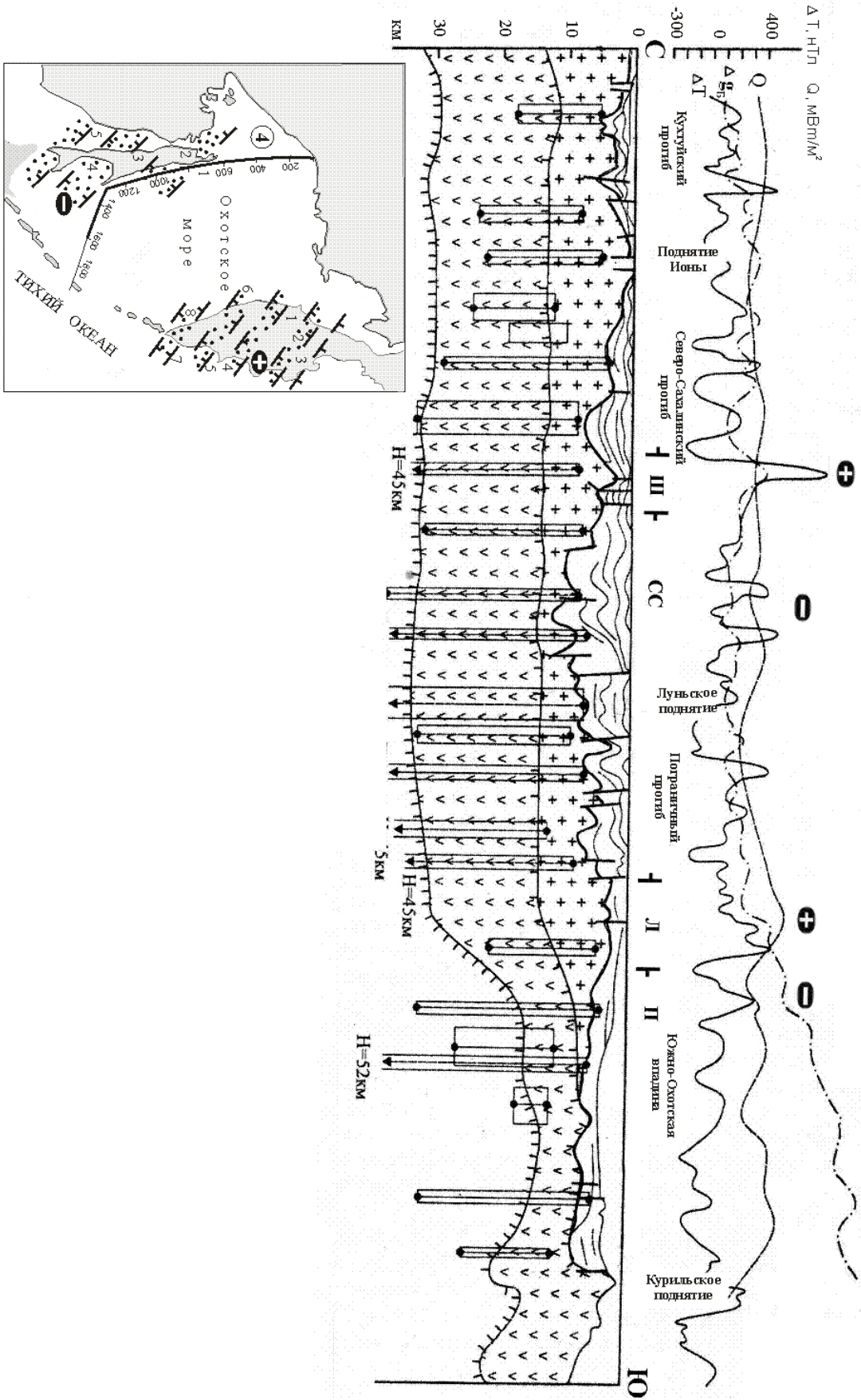


Рис. 22. Западно-Камчатский геотраверс (3)
 («Объяснительная записка... 2000»), через прибрежную
 шельфовую зону Западной Камчатки по линии полуостров
 Пятина-мыс Лопатка, с дополнениями.

Условные обозначения см. рис 23.





На рис. 22 вышеприведенные соображения подтверждаются геотраверсом Западной Камчатки меридионального простиранья вдоль ее побережья. В интервале пикетов 0-100 кровля «гранитного» слоя поднята до глубин менее 1,5-2 км. В середине интервала фиксируется узкий грабен, отражающий локальный Пьягинский прогиб. К югу от этого поднятия кровли слоя фиксируется обширная впадина Шелиховского прогиба с амплитудой (по отношению к поднятию начала геотраверса) до 4-6 км! Такое соотношение глубин кровли дает основание считать Пьягинский прогиб с его горстом фактически продолжением поднятой глыбы Кроноцкого полуострова Камчатки.

Обширная впадина кровли слоя в Шелиховском прогибе – отчетливо совпадает с простирающейся к северо-западу опущенной глыбой Кроноцкого залива Камчатки. К югу от пикета 320 в рельефе кровли слоя фиксируется ее подъем в среднем на 2-3,5 км по отношению к Шелиховскому прогибу, осложненный рядом разломов вплоть примерно до пикета 420. Поведение кровли слоя в интервале пикетов геотраверса 320-420 дает основание считать его подъем за счет воздымающейся глыбы Шипунского полуострова Камчатки. Интересным фактом для этого интервала геотраверса является насыщенность разреза серией разломов в разрезе осадочного и «гранитного» слоев.

К югу от пикета 420 фиксируется глубокий локальный грабен и затем медленное воздымание кровли «гранитного» слоя с глубины 9 км до 5 км, на пикете 660 и несколько меньше на пикетах 660-760. С пикета 760 по системе сбросов глубина поверхности слоя ступенчато опускается до 6 км. Поведение поверхности слоя в интервале пикетов 420-510 нами рассматривается как продолжение опущенной глыбы Авачинского залива к северо-западу от побережья. Здесь вспомогательным аргументом является отчетливая северная граница глыбы по линии Авачинской депрессии у подножья вулканов Корякского и Авачинского и сложно построенная южная граница. Согласно геолого-геофизическому разрезу по профилю 4 по линии г. Опала – р. Вахиль и профилю 2 по линии р. Коль – мыс Калыгирь (Мишин, 1997) глыба Авачинского залива на южной оконечности на суше построена многоступенчато. Ее ширина по границам К и М достигает между поднятиями Шипунского полуострова и поднятием мыса Полосатого примерно 65 км. В центральной части прогиб кровли поверхностей К и М осложняется сводным поднятием Начикинской глыбы, создающим трехчленное деление опущенной глыбы Авачинского залива. Таким образом, полная ширина опущенной глыбы Авачинского залива составит около 100 км по линии г. Опала – устье р. Вахиль. На Западной Камчатке глыба включает Кольский прогиб, отмеченный на рис. 24 примерно на пикете 610. За Кольским прогибом опущенной глыбы Авачинского залива фиксируется выдержанное по глубине около 2 км поднятие кровли гранитного слоя, интерпретируемое на рисунке в качестве Большерецкого поднятия. На востоке суши этому поднятию отвечает поднятая глыба мысов Ходжелейка, Крестового, Пираткова шириной около 90 км по северо-восточному направлению. На Западной Камчатке глыба приурочена к побережью от устья р. Кихчик до озера Стербот. На геотраверсе от пикета 780 ступенчато по разломам кровля «гранитного» слоя погружается до 4-5 км, отражая Голыгинский прогиб. Но уже к югу от пикета 865 кровля проявляет тенденцию подъема примерно на 1,5-2 км, отражая следующий закономерный подъем. Это поднятие кровли на суше отвечает северному фрагменту поднятой глыбы вулканического массива хребтов Камбального и Кошелева.

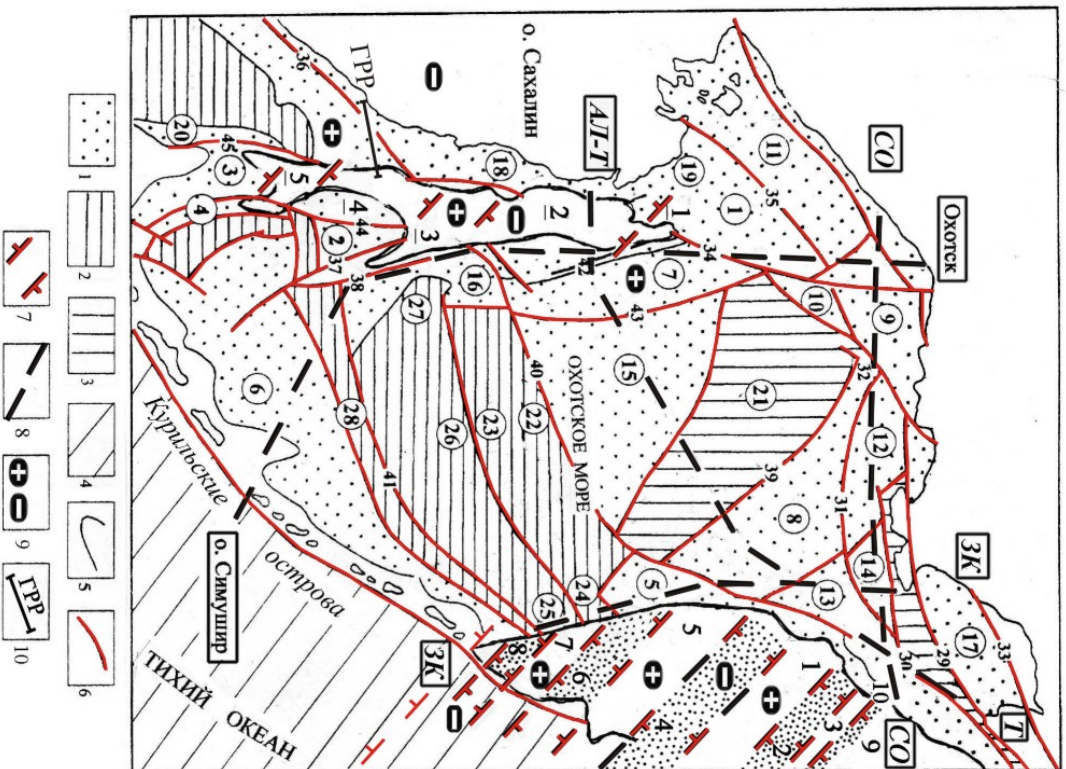


Рис. 25. Схема структурных элементов Охотоморского региона (Объяснительная записка...», 2000; с дополнениями).

Геотравессы Охотского моря: СО – Северо-Охотский, Охотск – о. Симушир, ЗК – Западно-Камчатский, АД-Т – Амурский Лиман – п-ов Тайтонос.

1 – прогибы; 2 – системы присдвиговых горстов и грабен; 3 – мезозойские блоки, перекрытые маломощным чехлом кайнозойских отложений; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – границы структурных элементов; 6 – крупные разломы; 7 – линии геотравессов.

Структурные элементы: 1 – Северо-Сахалинский прогиб; 2 – прогиб залива Терпения; 3 – Анивский прогиб; 4 – Танино-Анивское поднятие; 5 – Прикамчатское поднятие; субвулканические тропи и котловины: 6 – Южно-Охотская, 7 – Дерюгинская, 8 – Тинро; рифтогенные прогибы: 9 – Кухтуйский, 10 – Кашеваровский, 11 – Шантарский грабен, 12 – Магаданский прогиб; 13 – Шелиховский грабен, 14 – Пьягинский грабен, 15 – Восточно-Дерюгинский грабен, 16 – Пограничный прогиб; 17 – Гижигинская впадина, 18 – Северо-Татарский прогиб; 19 – Амуро-Лиманская подзона; 20 – прогиб Исикари; 21 – Центральное-Охотское поднятие; 22 – поднятие института океанологии; 23 – грабен Макарова; 24 – Кольский грабен; 25 – Большеречное поднятие; 26 – поднятие Академии Наук СССР; 27 – Полевого поднятия; 28 – листовидные впадины континентального склона.

Разломные зоны: 29 – Кони-Тайаносская; 30 – Шелиховская; 31 – Южно-Магаданская; 32 – Лисенская; 33 – Челомджа-Ямская; 34 – Западно-Охотская; 35 – Шантарская; 36 – Восточно-Сихотелинская; 37 – Вальзинская; 38 – Пограничная; 39 – Кашеваровская; 40 – Центральное-Охотская; 41 – Академическая; 42 – Восточно-Сахалинская; 43 – Восточно-Дерюгинская; 44 – Хоккайдо-Сахалинская; 45 – Западно-Сахалинская.

Остров Сахалин. Блоковые поднятия и прогибы (по «Металлогенической карте...»(1984), цифры, подчеркнутые снизу, блоковые поднятия: 1 – Шмидтовское, 2 – Лантеринское, 5 – Тонино-Анивское; прогибы: 2 – Северо-Сахалинский, 4 – Поронайский (залива Терпения).

Дополнения: 8 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления (см. рис. 21-24); 9 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); 10 – ПТР – геолого-геофизический разрез (см. рис. 26).

Полуостров Камчатка. Воздымающиеся глыбы полуостровов: 9 – Озёрного, 3 – Камчатского мыса, 1 – Кроноцкого, 5 – Шипунского, 7 – мыса Посадатого, опускающиеся глыбы заливов (показаны мелким неупорядоченным крапом): 10 – Озёрного, 2 – Камчатского, 4 – Кроноцкого, 6 – Авачинского, 8 – бухты Вестник.

На рисунке 23 геотраверса Амурский лиман – полуостров Тайгонос поведение кровли «гранитного» слоя на северной части профиля полностью согласуется с геотраверсами северных частей профилей, изображенных на рисунках. Для удобства сопоставлений разрезов положение трех геотраверсов совмещено на врезках. Принимая за начало отсчета Утхолокско-Омгонское поднятие (для всех геотраверсов), фиксирующее северное окончание поднятой глыбы Кроноцкого полуострова, на разрезе геотраверса видим поднятие кровли «гранитного» слоя на отметках 7,5-6,7 км. К востоку от него, в кровле фиксируется узкая локальная впадина глубиной 12,5 км, за которой происходит медленное поднятие кровли примерно до пикета 1160, на котором по разлому происходит резкий подъем границы до 3-2,5 км. Подъем границы слоя отражает Шелиховский прогиб, в который на пикете 1100-1180 «проникает» с юго-востока опущенная глыба Камчатского залива. Подъем кровли слоя на пикете 1160 фиксирует воздымающуюся глыбу полуострова Камчатский мыс (Камчатского п-ова) с выдержанной глубиной 3-2,5 км. Примерно на пикете 1290 граница погружается на глубину 5-4,5 км, плавно воздымаясь к северу. Возможно, что это повышение можно отнести за счет поднятой глыбы Озерного полуострова Восточной Камчатки. Интересно, что неглубоко залегающие поднятые глыбы полуостровов Камчатского Мыса (Камчатского п-ова) и Озерного отражаются характерным максимумом магнитного поля.



Рис. 26 . Геолого-геофизический разрез Северо-Татарского прогиба (5)
(Объяснительная записка...», 2000; с дополнениями).

1 – уплотнённые верхнемеловые отложения; 2-4 – литологические толщи; 2 – преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые, 3 – преимущественно песчано-глинистые, 4 – преимущественно песчаные и глинисто-песчаные; 5-9 – геологические границы: 5 – границы структурных комплексов: а – уверенно прослеживаемые по сейморазведочным данным, б – установленные по данным комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов, б – границы подкомплексов, 7 – отдельные отражающие границы по данным (МОВ), 8 – дизъюнктивные границы, 9 – поверхность «фундамента» осадочной толщи; 10 – пункты МТЗ. Цифрами на рисунке отмечены: 1 – среднемиоцен-четвертичный структурный комплекс: а – верхнемарьямский подкомплекс, б – нижнемарьямский подкомплекс, в – курасийский; 2 – олигоцен-нижнемиоценовый структурный комплекс: а – верхний подкомплекс, б – нижний; 3 – палеогеновый структурный комплекс; 4 – верхнемеловой.

Дополнения: 11 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного направления; 12 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающих в воздымании).

На геотраверсе Охотск – Восточно-Сахалинский шельф – о. Симушир, приведенном на *рис. 24*, с севера на юг по кровле «гранитного» слоя выделяются Кухтуйский прогиб (5-6 км), поднятие Ионы (0-2 км), Северо-Сахалинский прогиб (4,5-14,5 км), Луньское поднятие (7,5) и т.д. Геотраверс проходит под косым углом к северо-западному простиранию поднятий и прогибов на о. Сахалине, выделенных Ротманом В.К. на «*Металлогенической карте...*» (1984), поэтому их выделение на разрезе затруднительно, но возможно.

В центральной части Северо-Сахалинского прогиба на пикетах 600-620 очевидно поднятие «гранитного» слоя, залегающее на глубине 2,5-5,5 км шириной около 80 км, отраженное в магнитном поле интенсивным локальным максимумом. Оно отвечает Шмидтовскому поднятию одноименного полуострова, показанного на *рис. 23*. В 380 км, строго по меридиану, к югу от него показано Лангерийское поднятие, отделенное от Шмидтовского Северо-Сахалинским прогибом. Ширина Лангерийского поднятия по меридиану около 120 км. Действительно, на расстоянии около 240 км от пикета 620 выделено на разрезе Луньское поднятие, особо в рельефе кровли «гранитного» слоя не выделяющееся. Вместе с тем, с пикета 910 по пикет 1030 в рельефе поверхности слоя очевидно поднятие на глубине 3,5-4,5 км с превышением над опущенными блоками Северо-Сахалинского прогиба в интервале пикетов 520-900 на 1,5-11,5 км! Поднятие на пикетах 910-1030 отвечает морской части южного простирания Лангерийского поднятия. На «*Металлогенической карте...*» в центральной части северной границы от поднятия к северо-востоку простирается два локальных прогиба, выделенных в один Пограничный прогиб северо-восточного простирания. Показано, что северное ограничение прогиба от Дерюгинской впадины происходит по двум северо-восточным разломам, одним из которых является Центрально-Охотская разломная зона, простирающаяся через всю акваторию Охотского моря до залива Шелихова. Лангерийское поднятие суши шириной по меридиану около 100-140 км сменяется Поронайским прогибом шириной по меридиану около 250 км. Ему на разрезе соответствует расстояние примерно до пикета 1100 геотраверса, т.е. примерно оконечности мыса Терпения. К югу от мыса простирается Поронайский прогиб с глубиной 5-9 км и шириной около 60 км. Далее следует поднятие кровли «гранитного» слоя до глубин 2-2,5 км, отражающее, вероятно, локальное поднятие, за которым следует обширная Южно-Охотская впадина.

Поднятие полуострова мыса Анива хорошо отражено на геолого-геофизическом разрезе, проложенном через Татарский пролив на широте г. Советской гавани (*рис. 26*). На западной половине разреза поверхность фундамента залегает на глубине 3,8-5 км, против 8-10 км в восточной половине. Половины разделены субвертикальными разломами через всю толщу верхнемеловых отложений, но не выходящих на поверхность. Именно на западную половину разреза прослеживается Тонино-Анивское поднятие, а правая половина разреза характеризует южную часть Поронайского прогиба, погруженного под воды залива Терпения. Прогиб и на востоке отделен от Западно-Сахалинского горста разломом, пересекающим весь разрез.

Общая схема расположения геотраверсов приведена на *рис. 20 и 25* с отражением выше описанных взаимоотношений тектонических элементов суши и прилегающей акватории Камчатки и Сахалина.

На всех разрезах геотраверсов Охотского моря по кровле «гранитного» слоя выделяются структурные элементы суши. Выделенным глыбам отвечают впадины и поднятия, преимущественно грабены и горсты. Воздымающимся глыбам полуостровов Камчатки и Сахалина без исключения отвечают поднятые либо преимущественно горстовые структуры с существенной амплитудой смещений по разломам, либо размаху крыльев. Опускающимся глыбам заливов Камчатки и Сахалина без исключения отвечают впадины и преимущественно грабены.

Специфический наклон разломных ограничений глыб даёт основание считать, в первом приближении, горстовые структуры полуостровов в виде глубоких клиньев, а заливов – в виде глубоких трапеций, по меньшей мере, в пределах «гранитного» слоя. Расположение чередующихся поднимающихся и опускающихся глыб отвечает симметрии подобия геологических структур на суше Камчатки и Сахалина и прилегающих к ним акваториях.

Выводы

1. Продолжение структурных элементов суши Камчатки и Сахалина – поднятий и прогибов, в море находит полное отражение в структурных элементах прилегающих акваторий Охотского моря.

2. Малоуглубинным поднятиям в акваториях на геотраверсах соответствуют и характерные локальные аномалии магнитного поля. В ряде случаев локальными аномалиями характеризуются и впадины акватории. Гравитационное поле в некоторых случаях характеризует поведение границы «гранитного» слоя, но в большинстве отражает блоковую структуру слоя в целом.

3. Подавляющее большинство разломов на разрезах геотраверсов показаны как вертикальные. Вместе с тем, для ряда продолжения структур в акватории – поднятий Утхолокско-Омгонского, Кони-Морского, Озерновского, Шипунского полуостровов, Лангерийского поднятия ограничительные разломы имеют выраженное падение в низах разреза к центральным частям структур. В других случаях падение ограничителей впадин в сопредельных блоках направлены от их центров. Это позволяет определять поперечную конфигурацию поднятий в виде клина, прогибов – в виде трапеций.

4. Авторская интерпретация разрезов геотраверсов иногда дополняет изображённую на разрезах некоторой детальностью их расчленения, что диктуется естественным поиском связей структур суши и прилегающих акваторий и не противоречит замыслам авторов разрезов геотраверсов.

2.Ш.6.

Представление о поперечных разломно-блоковых дислокациях, полученных на геотраверсе Западно-Камчатский (*Тектоническая карта..., 2000*) дополняют морские исследования вдоль побережья Западной Камчатки. Их интерпретации очевидны нам в разрезах земной коры Охотского моря, которым посвящена статья *Злобина Т.К., Злобиной Л.М., Гуленок Р.Ю. «Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность Западно-Камчатского бассейна» (2003)*. В ней рассматривается акватория от 60° с. ш. к югу до о. Парамушира. Тектоническая позиция Охотской литосферной плиты ограничена на востоке островной Курило-Камчатской дугой или составляющими её структурами: островной дугой, вулкано-огненным поясом и сейсмическим поясом землетрясений. По материалам сейсми-

ческих работ ГСЗ и МОВЗ построены глубинные сейсмические разрезы, отражающие особенности глубинного строения земной коры территории Охотской литосферной плиты «... на всю её мощность» (стр. 40). На большей части мощность коры равна 25-29 км, достигая под Южной Камчаткой 48 км.

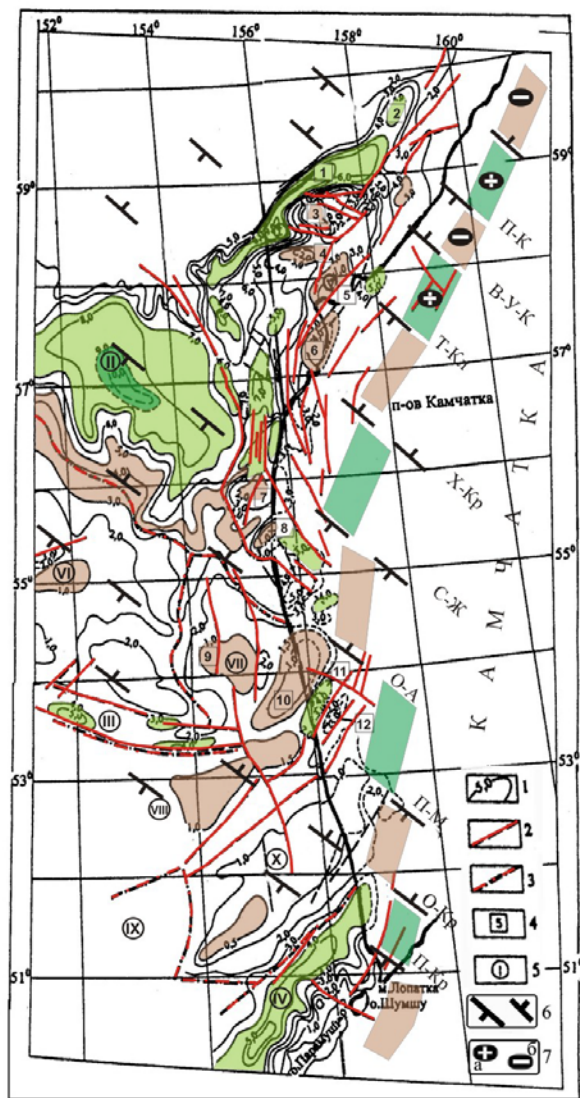


Рис. 27. Структурная схема акустического фундамента осадочного чехла Охотского моря в восточной (прикамчатской) части (Злобин, Злобина, Гуленок, 2003; с дополнениями).

1 – изогипсы, км; 2 – разломы; 3 – границы основных структур и осадочных бассейнов; 4, 5 – структуры II (4) и III (5) порядка. Структуры: 1 – грабен Шелихова, 2 – Северная мульда, 3 – Центральный свод, 4 – Срединный свод, 5 – Омгон-Утхолокский купол, 6 – Хайрюзовская мульда, 7 – Сопочный свод, 8 – Ичинский купол, 9 – Соболевский свод, 10 – Южно-Восточное Соболевское поднятие, 11 – Кольский прогиб, 12 – Кихчикская мульда.

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: В-У-К – Воямпольско – Усть-Камчатский, Т-Кл – Тигильско-Ключевской, Х-Кр – Хайрюзовско-Кроноцкий, С-Ж – Сопочно-Жупановский, О-А – Облуковинско-Авачинский, П-М – Пымта-Мутновский, О-Кр – Опальско-Крестовский, П-Кр – Перво-Курильский; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)). Зелёным цветом показаны опускания фундамента, коричневым – поднятия.

Для акваторий и прилегающей суши Камчатки, Курильских островов, Сахалина дана геологическая интерпретация сейсмических границ в осадочном чехле коры и её нижних слоях, вплоть до подошвы. В акустическом фундаменте, рассматри-

ваемом авторами в качестве кристаллического, выделяются: прогибы, рифтовые системы, области поднятий и сочленения структур, разломы, с которыми связана нефтегазоносность. Для Западно-Камчатского прогиба построена карта акустического фундамента в масштабе 1:1 500 000 (на остальную часть – масштаба 1: 2 000 000). В прикамчатской акватории показаны структуры: II порядка – прогибы, валы, своды, поднятия; III порядка – локальные мульды, своды, прогибы, купола. Их положение приведено на рис. 27.

Авторы рассматривают сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла с выделением трёх комплексов: плиоцен-четвертичного, олигоцен-миоценового, нерасчленённого палеогенового. Особо отмечается примыкание и сигмовидно-косая слоистость, образованные в результате наращивания осадочной толщи по клиноформным поверхностям напластования. Указывается, что латеральная фациальная изменчивость отложений является благоприятным условием

формирования литологических ловушек. Обращается внимание на особую роль разломов, выявленных и на суше, и в акватории. В целом, Охотоморский регион предлагается рассматривать как рифтовую систему структур, которые могут быть главным очагом углеводородов на рассматриваемой части моря. Такая перспективная область – в сочленении прогибов ТИНРО и Шелиховского с Прикамчатским валом и Соболевским поднятием, прослеживаемая и на суше Западной Камчатки. На юго-востоке площади подобная структура выделена на границе Соболевского и Большерецкого поднятий, а также в юго-восточной части площади. Ловушки здесь выделены на основе выклинивания и примыкания слоёв кайнозойских отложений чехла.

В пришельфовой части суши зона нефтеобразования (нефтяное окно) и глубинная газо-конденсатная зона приурочена в основном к миоценовым отложениям. В направлении к суше зона нефтегенерации смещается вниз по разрезу на глубину 1-1,5 км и более, находясь в палеогеновых и верхнемеловых отложениях.

Глубинная зона газогенерации сопровождает верхнемеловые отложения. Региональные разломы проявлены в меловом базальном этаже и мезо-палеозойском фундаменте 20-40 км зонами аномального разуплотнения, которое отождествляется с высокой проницаемостью пород, улучшением коллекторских свойств за счет повышенной трещиноватости. Интрузии основного состава, которые сопровождают региональные разломы, создают в осадочном чехле разрушающее действие на скопление углеводородов своей температурой в радиусе до 2 км от них. Фациальная латеральная изменчивость одновозрастных отложений существенно меняет и их литофизические свойства вследствие влияния разломных зон, что приводит к возникновению зонально-блоковых систем с размером ячеек от 3-6 до 12-20 км.

Комментарий

Все выделенные структуры II и III порядка и границы между ними полностью ложатся в схему расположения северо-западных разломов суши, отражая их продолжение в акватории. Эта связь отражена простиранием изогипс в северо-западном направлении на территории между параллелями 58° - 53° с.ш. как границы раздела продольных структур того же простирания. К северу от 58° и к югу от 53° с.ш. северо-западные разломы приобретают роль поперечных.

Выводы

1. Структуры II и III порядка акватории Западно-Камчатского шельфа вплоть до меридиана 152° в.д. подчинены тектоническому плану глыбово-клавишной структуры земной коры суши, прослеживаемой на акватории Западно-Камчатского шельфа от Пенжинской губы до о. Парамушира.

2. Подъём «нефтяного окна» в направлении от моря к суше на 1-1,5 км против положения его в акватории говорит о значительно больших перспективах именно структур на шельфе, в т.ч. и к югу от Кихчикской мульды, включая и Голыгинский прогиб.

2.III.7.

Поперечные дислокации в Корьякско-Камчатском регионе распространены широко и проявлены во множестве документов геологического и геофизического содержания. Их выделение возможно по целому ряду признаков. Далее это показано на материалах исследователей отдельных территорий Тихоокеанского пояса. **Статья Колоскова А.В., Рашидова В.А., Гатинского Ю.Г. и др. «Исследование вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами» (2003)** посвящена изучению в 70-80-е годы семью экспедициями Института вулканологии ДВО РАН позднекайнозойского вулканизма вьетнамского шельфа Южно-Китайского моря. Среди методов изучения интерес для рассматриваемой нами проблемы поперечных дислокаций представляют материалы спутниковых магнитных измерений в сопоставлении с наземными и морскими съёмками, тектоническими и гравиметрическими данными, применённые для изучения разломных структур шельфа. Структуры оконтуриваются по значениям линейных участков нулевой изодинамы, по линейно вытянутым аномалиям обоих знаков, а в качестве индикатора трансформных разломов использовались линейные нарушения регулярного поведения изолиний.

Выделено две пары разломов с азимутами простирания 0° и 90° , 45° и 315° (меридиональная и диагональная системы). Между парами первой системы среднее расстояние составляет около 160 км, второй – около 40 км. Установлено совпадение простирания разломов и магнитных аномалий (рис. 28).

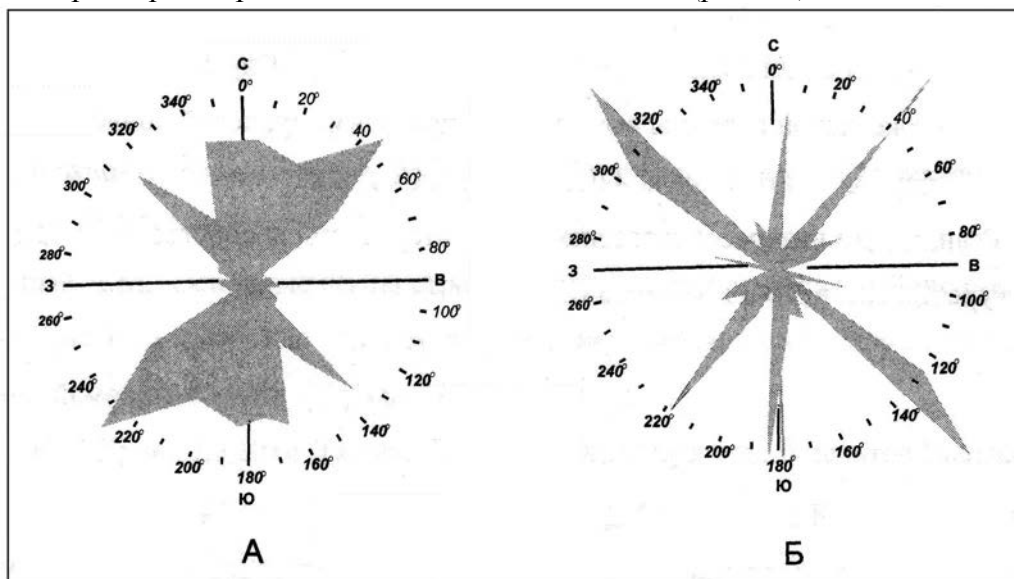


Рис. 28. Розы-диаграммы простираний разломов (А) и магнитных аномалий (Б) на шельфе Южно-Китайского моря (Колосков и др., 2003).

Исследованиями отмечена хорошая корреляция мест проявления и состава продуктов вулканизма шельфовой зоны континентальной части Вьетнама. Наблюдается выдержанность трёх преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий и систем разломов, с которыми связаны проявления вулканизма. Его ранние этапы связаны с диагональной системой, поздние – с меридиональным направлением. Отмечена эквидистантность геомагнитных элементов и межразломного расстояния.

Закономерности глубинного и пространственного расположения взаимно ортогональных систем разломов региона соответствуют направлениям общепланетарной трещиноватости тектоносферы и связываются с тектоническими силами планетарного масштаба. Вместе с тем, в конкретных районах глобальная система может быть проявлена под воздействием господствующих в них сил неотектонических напряжений.

Комментарий

Материалы исследований согласуются с данными нижеприведенной статьи Гаврилова А.А. («*Чукотско-Антарктический линеамент*» (2003) в части простирающихся направлений различных дислокаций в Южно-Китайском море и на сопредельной суше. Отмечается полное совпадение простирающихся дислокаций северо-западного плана.

Интересным является согласованное сопоставление простирающихся элементов вулканизма в Юго-Восточной Азии и Камчатки: очевидно, что такие сопоставления возможны при наличии общего механизма возникновения линеаментов. Согласно рисунку (рис. 28) простирающиеся разломы на шельфе Южно-Китайского моря и магнитных аномалий вполне идентифицированы с простирающимися идентичных элементов вулканических поясов Камчатки, а равно и их поперечных дислокаций. Если учесть фактические данные, приводимые Анохиным В.М. и Одесским В.А. (2001), что эти напряжения отражают глобальную планетарную систему трещиноватости, то этим подкрепляются данные о проявлении, как на шельфе океана, так и на суше двух направлений планетарной сети трещиноватости – этот факт аргументирует и господство названных направлений и на Камчатке.

В статье указано, что ранние этапы вулканизма в Южно-Китайском море и на континентальной части Вьетнама связаны с разломами северо-восточного и северо-западного простирающихся, а более позднего (со щелочными базальтами) с меридиональными нарушениями. Считается, что вулканизм шельфа и континента связан с развитием континентальных рифтогенных структур.

Автор настоящей монографии, в 1991 г. на основе анализа распределения осей магнитных аномалий Восточно-Камчатского, а ранее (1982-85 гг.) и Центрально-Камчатского вулканических поясов, установил, что при генеральном простирающихся этих поясов на северо-восток под азимутом около 40° , простирающиеся их локальных магмаподводящих каналов составляет $350-10^{\circ}$ на всём протяжении поясов. Полное подобие установлено автором и для материковой части региона с различием азимутов: генеральное простирающиеся – около 60° , подводящих каналов – около 40° (Яроцкий, 1978).

Выводы

1. На шельфе Южно-Китайского моря и на суше континента (Вьетнам) установлена диагональная и ортогональная системы трещиноватости.
2. Проявления щелочных базальтов на шельфе и континенте, связываемое с субмеридиональными нарушениями, совпадают с подобными проявлениями излияний базальтов Восточно-Камчатского вулканического пояса.

2.П.8.

Аспекты поперечной тектоники Японии проанализированы в статье **Гаврилова А.А. «Кольцевые структуры Японских островов» (2012)**. Автор пишет, что совокупность геоморфологических, геологических, геофизических и палеогеографических материалов «... позволили, с разной степенью достоверности, выявить и реконструировать кольцевые сводово-блоковые и тектономагматические поднятия, включающие основные горные массивы и центры орогенного гранитоидного магматизма остров...» (стр. 19). По аналогии с магматическими сводами горных сооружений прилегающей континентальной суши (Сихотэ-Алинь), они идентифицируются с очаговыми гранитоидными системами регионального ранга мел-палеогенового возраста, которые сохранили своё значение до настоящего времени. Автор показал, что морфотектоническую основу Японских островов составляет унаследовано развивающаяся система мел-палеогеновых поднятий центрального типа и наложенных позднекайнозойских магматических и дизъюнктивных структур, для которых определяющую роль играют глубинные инъективные дислокации.



Рис. 29. Схема реконструируемых сводово-блоковых поднятий Японских островов (Гаврилов, 2012; с дополнениями).

1 – контуры островной и континентальной суши; 2 – изобаты 200 и 1000 м; 3-5 – акватории с различными глубинами: 3 – более 1000 м, 4 – 200-1000 м, 5 – шельф, глубины менее 200 м; 6-7 – системы разломов, выделяемых по совокупности геолого-геоморфологических признаков: 6 – дуговые и кольцевые, 7 – прямолинейные; 8 – ареалы гранитоидов различного возраста; 9 – названия основных реконструируемых сводово-блоковых поднятий: I – Нампо, II – Тюгоку, III – Хида-Абукума, IV – Оу-Китакама, V – Хоккайдо.

Дополнение: 10 – поперечные межглыбовые разломы и расстояния между ними; 150 км. Синим цветом отражены акватории (усл.зн. 3-5), красным – гранитоиды (ус.зн. 8).

В известных пяти основных этапах гранитоидного магматизма, каждый из них сопряжен с эпохой горообразования и конструктивного тектогенеза. При реконструкции свода Тюгоку выделен СВ пояс интрузивных тел эоцена и олигоцена длиной 300 и 170 км. В других сводах выделен ряд тектономагматических поднятий с радиусом 150-170 км.

Анализируя орогенные и рифтогенные процессы на островах, автор приходит к выводу о различной направленности тектогенеза и разнополярного магматизма. Последние обусловлены активизацией глубинных разломов и плюмов, действующими

щих в условиях вариаций геодинамических режимов сжатия-растяжения. И, ссылаясь на ряд исследований Сахалина и юга ДВ, автор заключает своё исследование тем, «...что именно такой колебательный характер тектонических движений характерен для Тихоокеанского подвижного пояса».

Комментарий

Приведенный *рис. 29* из статьи А.А. Гаврилова говорит о наличии системы северо-западных границ раздела сводово-блоковых поднятий, поперечных северо-восточному плану их различных структурных элементов (например, цепочки интрузий гранитоидов различного возраста продольных разломов). Эти северо-западные направления хорошо отрисованы внутри поднятий Нампо (с Идзу – Бонинской линией), Хида-Абукума, Хоккайдо. Уместно отметить, что расстояния между северо-западными границами равны 150-170 км, либо кратны этим величинам. Также уместно обратиться к расстояниям между межглыбовыми разломами на картах тектонических провинций, распространения интрузивных пород кислого и среднего состава, главных метаморфических зон и металлогенических провинций (*Геология и минеральные ресурсы..., 1961*). Из названной монографии приведены сейсмические карты, составленные для землетрясений разных глубин (от 0 до ≤ 100 км), и схемы строения земной коры (*Геологическое развитие..., 1968*). В общей схеме система поперечных разломов, намеченных нами на «Схеме реконструируемых сводово-блоковых поднятий Японских островов» (*рис. 16, 17*) хорошо согласуется как в принципе, так и по существу с перечисленными выше данными. Остаётся добавить, что на *рис. 29* его автором показано значительное количество северо-западных разломов, наиболее ярким из которых является Идзу – Бонинская система на крайнем юго-востоке островов.

Очень показательно замечание автора о колебательном характере тектонических движений в Тихоокеанском подвижном поясе. Это перекликается с нашим утверждением о том, что звенья продольных региональных структур активных окраин континентов пояса развивались в разных чередующихся условиях: поднятий и опусканий. При этом, естественно, на определённых уровнях среди этих колебательных воздымающихся и опускающихся «сводово-глыбовых поднятий» (в терминологии А.А. Гаврилова) чередуются и обстановки сжатия-растяжения, что отражается в проявлении разносоставного магматизма. Последнее наблюдается, например, в Кроноцком звене Восточно-Камчатского вулканического пояса, с локальными площадями основного магматизма на фоне подавляюще кислого (*Карта полезных ископаемых..., 1999*).

Вывод

Распределение сводово-блоковых поднятий (широкого возрастного диапазона) Японских островов контролируется системой северо-западных глубинных разломов, рассматриваемых нами как межглыбовые.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ЮГО-ВОСТОКУ ОТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПЕНЖИНСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-КОРЯКСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

2.IV.1.

Проблеме поперечных разломов востока Корякской складчатой зоны посвящена статья *Чикова Б.М. «О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области» (1964)*. Отмечается сложность выявления таких структур при геологическом картировании и эффективность использования для этой цели геофизических (аэромагнитных данных) данных (рис. 30).

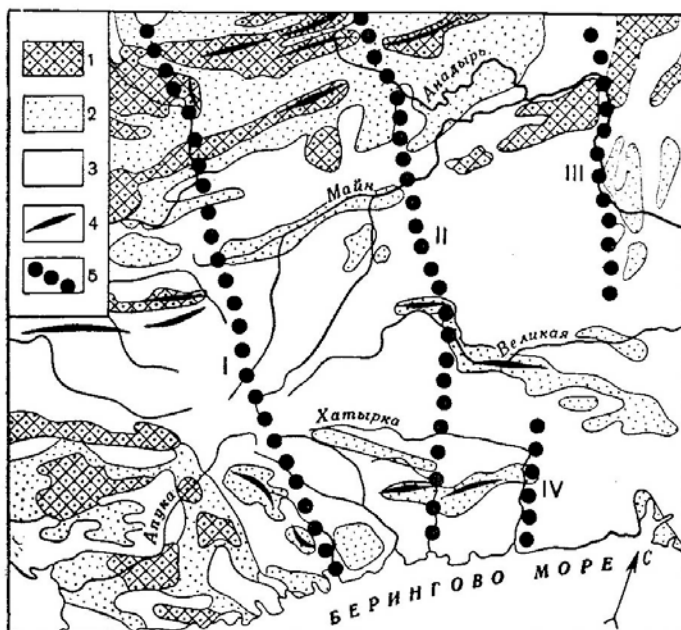


Рис. 30. Схема структуры аномального магнитного поля Корякской области (Чиков, 1964).

1 – преимущественно положительные аномалии высокой интенсивности; 2 – то же, умеренной интенсивности; 3 – слабоаномальное поле; 4 – оси положительных аномалий; 5 – поперечные зоны нарушения структуры магнитного поля, совпадающие с зонами поперечных разломов. Поперечные разломы: I – Пенжинско-Ильпинский; II – Еропольско-Опухский; III – Красноозерский; IV – Хатырский.

Рассмотрена территория к востоку от р. Хатырки и показаны четыре зоны попереч-

ных разломов (рис. 30). Сказано, что ранее подобные нарушения не выделялись. Акцентируется, что поперечные разломы «...Корякской области не обладают всеми чертами глубинных разломов, но, тем не менее, принадлежат к категории крупных долгоживущих нарушений, сопровождающих развитие геосинклинали и, вероятно, являющихся отражением структуры её фундамента» (стр. 1397).

В связи с тем, что рассматриваемая территория лежит за пределами наших интересов, её рассмотрение ограничим авторским определением существа и роли поперечных разломов. Их основные характеристики:

- система дизъюнктивных и пликативных дислокаций высоких порядков, ориентированных вкрест простирания основных складчатых сооружений области;
- по ним контактируют крупные блоки разновозрастных образований (рр. Опуха, Пикасьваям);
- они в значительной степени влияют на распределение позднекайнозойских эффузивов;
- поперечные зоны намечаются по резким уступам магнитного поля (простирание меняется на 90^0);
- в гравитационном поле зоны разделяют площади с разным уровнем интенсивности.

Особым аспектом поперечных разломов является их простирание на северо-запад (около 325^0), что везде находит отражение в особенностях геологического строения бассейнов рек, например, р. Олой. Так, Пенжинско-Ильпинский разлом совпадает с водоразделом основной гидросети северо-восточной и юго-западной частей Корякского нагорья. К зоне приурочено изменение сложного аномального магнитного поля Олюторской зоны слабо аномальным полем в бассейне р. Укэлаят.

Комментарий

Статья издана в те годы, когда Охотско-Чукотский вулканический пояс ещё только начал изучаться как крупная региональная наложенная структура Северо-Востока Азии. Тем не менее, автор говорит о влиянии разломов на распределение позднекайнозойских эффузивов этого пояса. Очень геологически сильным аргументом в выделении поперечных разломов является ссылка на перепады глубин залегания соседних разрезов до 3000 м. Среди геофизических признаков, являющихся, по существу, побудительным мотивом исследования, автор приводит общеизвестные признаки (*см. также раздел 2. II.1*).

Пенжинско-Ильпинский разлом совпадает с выделенным нами (*Яроцкий, 1974; 1976*) Олойско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским межглыбовым разломом, одним из признаков которого является северо-восточное ограничение Пенжинского и Парапольского продольных разломов и юго-западное ограничение – Майнского. Автор определяет длину Пенжинско-Ильпинского разлома в 100 км от побережья до г. Пал-Пал, что согласно с нашими данными. Заметим, что Красноозерский разлом в понимании межглыбового, играющего роль важного тектонического элемента земной коры, рассматривал позже В.Ф. Белый (*2003*).

Выводы

1. Поперечные разломы рассматриваются как зоны значительной (несколько сот км) протяженности.
2. На территории северо-востока Корякии по геолого-геофизическим данным выделяется серия северо-западных поперечных разломов.

2.IV.2.

Первой публикацией по тектонике Корякии, основанной в том числе на региональных геофизических работ, была пионерная статья *Тарасенко Т.В., Лопатина Б.В., Декина Г.П. «К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья» (1969)*. Она была опубли-

кована в местном издании и не получила широкой известности. К настоящему времени, ряд её положений претерпели более детальную проработку другими исследователями. Вместе с тем, основные элементы тектоники были, в той или иной мере, обоснованы с использованием гравиметрической съёмки масштаба 1:1000000, к тому времени завершённой во всём Корякско-Камчатском регионе.

Основной идеей статьи является констатация зонального строения центральной и юго-восточной части Корякского нагорья, отражающего последовательное становление складчатой области с северо-запада на юго-восток: Пенжинской, Центрально-Корякской и Олюторской тектонических зон. Рассмотрены: основной складчатый геосинклинальный комплекс, приуроченность к поясам глубинных разломов, постгеосинклинальный складчатый комплекс зон. Для каждой из зон приведены описания основных структурных элементов с детализацией их внутреннего строения (*рис. 31, 32, 33*).

Комментарий

В рассматриваемом нами контексте поперечных дислокаций текст статьи не несёт информации, равно как в отношении всей разломной тектоники, не получившей изложения. Интересным является упоминание о развитии в пределах Берингоморского антиклинального поднятия поперечной складчатости, ориентированной поперек общего северо-восточного простирания комплексов. Исходя из малой информативности текста статьи в аспекте рассматриваемой проблемы, рассмотрим графический материал к ней, из которого становится видной основная идея исследований. Этот факт может оказаться полезным при исследовании геологической сложности территории.

На *рис 33* видны те положения, которые вошли в современную «*Карту полезных ископаемых...*» (1999) в виде стратиграфического районирования региона.

На восточной части Ветроваямского поля (ВВП) видна роль Парень-Таловско-Тиличикского поперечного разлома – геохимического барьера на востоке. Площади развития постгеосинклинального – орогенного комплекса – олигоценовых и миоценовых (?) вулканических покровов – Уннэйваямского (УВП), Гайчаваамского (ГВП), Окланского (ОВП) подчеркивают роль Парень-Таловско-Тиличикского и Омолон-Каменско-Олюторского межглыбовых поперечных разломов. Ещё один аналогичный покров – Пальматкинский (ПВП), занимает положение на поперечном межглыбовом Олойско-Слаутненско-Ачайваямском/Аниваямском разломе. На схеме хорошо отражено положение и Апукского вулканического поля и более мелких полей на площади Пахачинско-Апукской синклинальной зоны – она ограничена южным окончанием двух поперечных межглыбовых разломов.

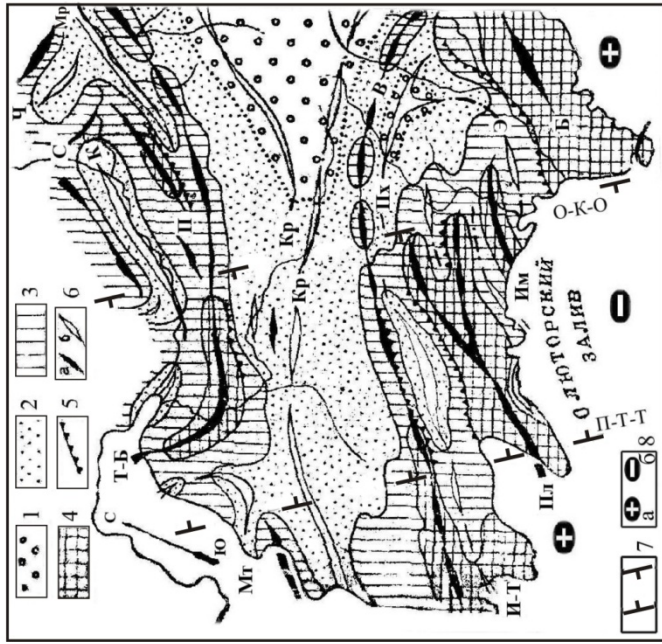


Рис. 31. Схема аномального поля силы тяжести центральной и юго-западной части Корякского нагорья (Тарасенко, Лопатин, Декан, 1969; с дополнениями).

Отрицательные аномалии силы тяжести: 1 – высокой интенсивности, 2 – интенсивные и слабой интенсивности. Положительные аномалии силы тяжести: 3 – интенсивные, 4 – высокой интенсивности; 5 – гравитационные ступени; 6 – оси гравитационных аномалий: а) положительных, б) отрицательных. Основные гравитационные аномалии: Кондыревская (К), Пальматинская (П), Слаутинская (С), Чернореченская (Ч), Налгимская (Н), Таловско-Берёзовская (Т-Б), Мукарылянская (Мр), Маметчинская (Мт), Кинильская (Кн), Корякская (Кр), Ватынская (В), Ильпинско-Тыловаямская (И-Т), Пахачинская (Пх), Пылгинская (Пл), Имкинская (Им), Эвекунская (Э), Беринговская (Б). *Дополнения:* 7 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: П-Т-Г – Парень-Таловско-Тиличический, О-К-О – Омолон-Каменско-Олоторский; 8 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся в воздымании).

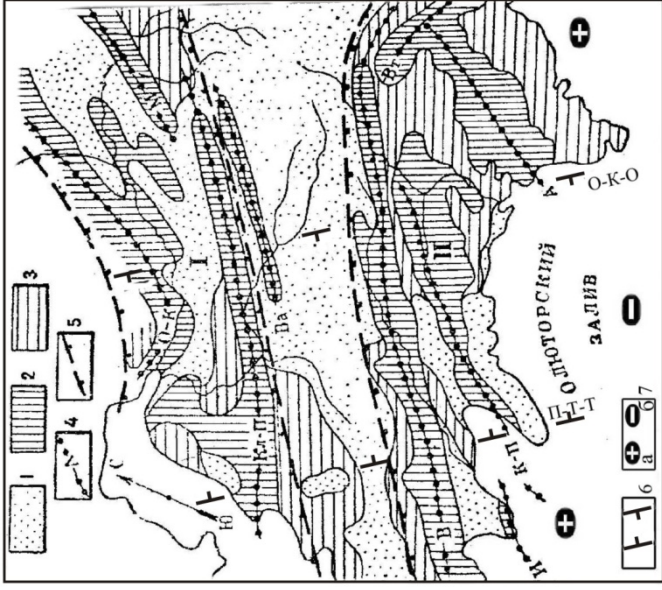


Рис. 32. Схема аномального магнитного поля центральной и юго-западной части Корякского нагорья (Тарасенко, Лопатин, Декан, 1969; с дополнениями).

Преимущественно отрицательные аномалии: 1 – интенсивные и слабой интенсивности; 2 – выдержанное положительное поле ΔT_a различной интенсивности, 3 – знакопеременное поле ΔT_a , 4 – осевая линия зоны глубинного разлома, 5 – границы региональных поясов глубинных разломов (Пенжинско-Пекульнейский – I, Камчатско-Вывенский – II). Глубинные разломы: Орловско-Каменский (О-К), Майнский (М), Куольско-Парапольский (КЛ-П), Вывенский (В), Ильпинский (И), Карагинско-Пахачинский (К-П), Ватынский (Вт), Алуцкий (А).

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: П-Т-Г – Парень-Таловско-Тиличический, О-К-О – Омолон-Каменско-Олоторский; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

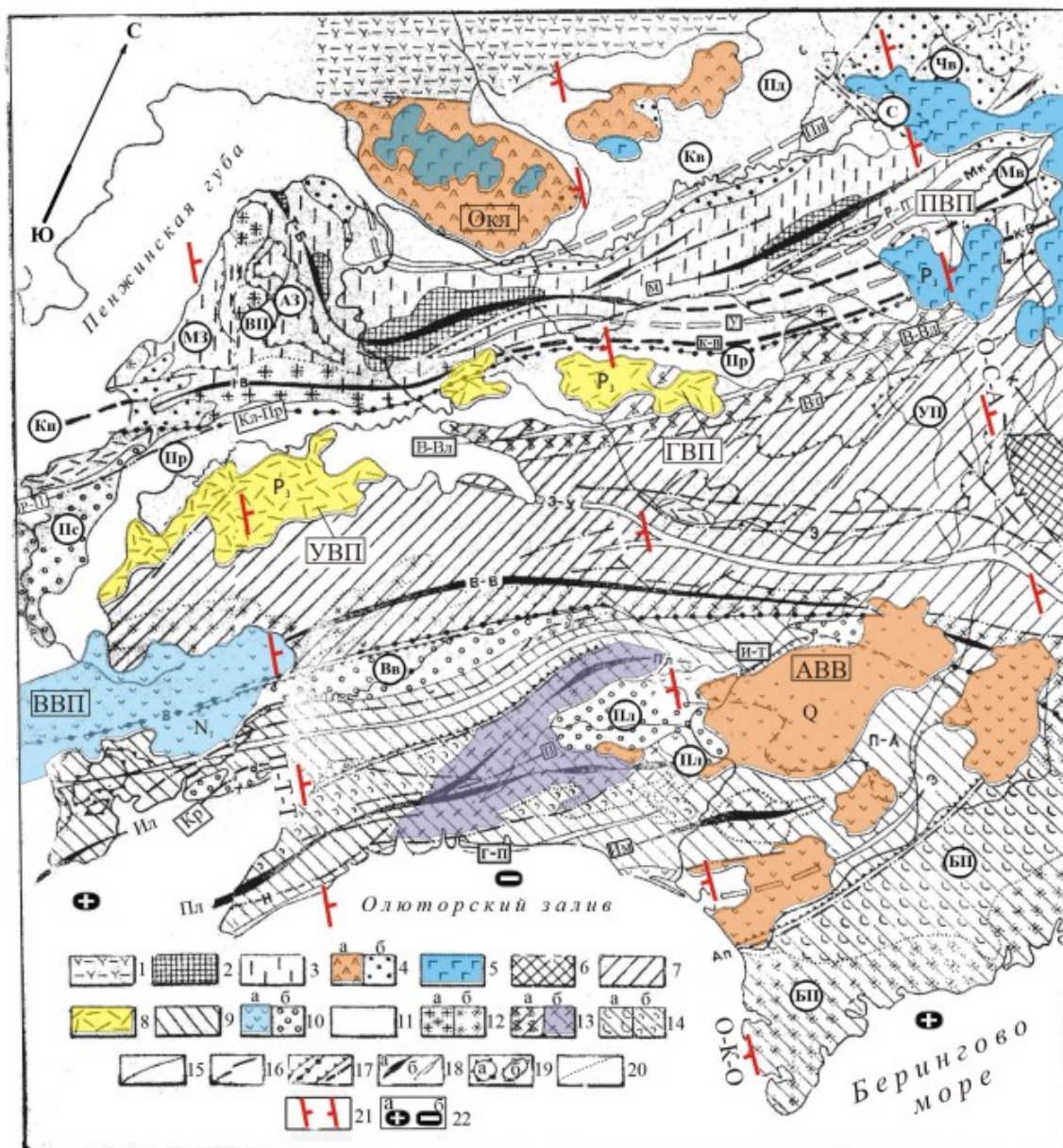


Рис 33. Схема тектонического районирования центральной и юго-западной части Корякского нагорья (Тарасенко, Лопатин, Декин, 1969; с дополнениями).

1 – структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. Пенжинская складчатая зона: 2 – выступы складчатого основания (ордовик-пермь, верхний триас – средняя юра), 3 – основной геосинклинальный комплекс (нижне- и верхневолжский ярусы, (нижний и верхний мел), 4 – постгеосинклинальный комплекс (а – палеогеновые вулканические покровы, б – эоцен-олигоценовые молассы наложенных и унаследованных впадин), 5 – неогеновые вулканические покровы. Центрально-Корякская складчатая зона: 6 – выступы складчатого основания (нижний мел), 7 – основной геосинклинальный комплекс (верхний мел-палеоген), 8 – постгеосинклинальный комплекс (олигоценовые и миоценовые вулканические покровы). Олюторская складчатая зона: 9 – основной геосинклинальный комплекс (верхний мел-палеоген-миоцен), 10 – постгеосинклинальный комплекс (позднеогеновые-раннечетвертичные: а) – вулканические покровы и б) – угленосные молассы наложенных и унаследованных впадин), 11 – четвертичные депрессии, выполненные рыхлыми отложениями. Магматические формации основного геосинклинального комплекса: 12 – офиолитовая (а – раннемеловая, б – позднемеловая, сантон-кампанская), 13 – спилито-диабазовая (а – позднемеловая с плагиигранитами, б – палеогеновая), 14 – вулканогенно-терригенная (а – маастрихт-датская, б – олигоцен-раннемиоценовая), 15 – структурные швы на границах складчатых зон (Кл-Пр – Куюльско-Парапольский, В – Вывенский), 16 – разломы, установленные по геолого-геофизическим данным (Рекинникско-Пальматкинский – Р-П, Ванэтатский

– Вт, Энычайский – Э, Укэляятский – У, Куйбивеевский – К, Апукский – Ап, Корфский – Кр, Ивтыгинский – И, Навайнский – Н); 17 – разломы вдоль резких гравитационных ступеней; 18 – оси антиклинорий (а), синклинорий (б); 19 – антиклинальные поднятия (а) и брахисинклинальные зоны (б); 20 – границы формаций.

Основные структурные элементы: Таловско-Майнский мегантиклинорий – Таловско-Березовский (Т-Б) и Майнский (М) антиклинорий, Мукарылянский синклинорий (Мк); Пенжинский (Пн) и Упупкинский (У) синклинорий; Маметчинский синклинорий – Айнынская (А3) и Маметчинская (М3) брахисинклинальные зоны, Валижгенское поперечное поднятие (ВП); Куюльско-Ваежский антиклинорий (К-В), Слаутненское (С), Березовско-Налгимское (БН) поперечные поднятия; Корякский мегасинклинорий – Ванэатско-Великореченский (В-Вл) и Энычай-Укэляятский (Э-У) синклинорий, Учхичхильское антиклинальное поднятие (УП), Вывенско-Ватынский антиклинорий (В-В); Ильпинско-Тылговаямский синклинорий (И-Т), Пылгинский антиклинорий (Пл), Беринговское антиклинальное поднятие (БП), Пахачинско-Апукская синклинальная зона (ПА), Говенско-Пахачинский (Г-П) и Эвекунский (Э) синклинорий, Имкинский антиклинорий (Им). Межгорные впадины: Кондыревская (Кв), Чернореченская (Чв), Мукарылянская (Мв), Вывенская (Вв), Пылговаямская (Пл), Корфовская (Кв). Четвертичные депрессии: Пенжинская (Пд), Паропольская (Пр). Структуры Западной Камчатки: Кинкильское поднятие (Кп), Пусторецкая впадина (Пс).

Дополнения: 21 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: П-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олоторский, О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский; 22 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Вулканические поля: ВВП – Ветроваяямское, УВП – Уннэиваямское, ПВП – Пальматкинское, АВВ – Ачайваямское, Окл – Окланское.

Согласно («Карта полезных ископаемых...» (1999), неогеновый вулканический покров на Пальматкинской площади приведенный на рис. 33, отражён как олигоценый вулканогенный комплекс велолныкской свиты, аналогичный Гайчаваамской и Уннэиваямской площадям. Таким образом, все три олигоценых вулканогена приурочены к пересечению поперечными межглыбовыми разломами территории сочленением основного геосинклинального комплекса Центрально-Корякской и Пенжинской складчатой зоны.

2.IV.3.

Ряд детальных аспектов поперечной тектоники территории отчётливо просматривается в статье **Ващилова Ю.Я. «Глубинная структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным» (1982)**. Статья в целом посвящена исследованию глубинной разломной тектоники, с заложением и развитием которой связываются процессы становления и развития собственно вулканогенного пояса. Анализ разрывной тектоники автор проводит на основе собственной разработки классификационных признаков (в статье не приводятся).

Формирование вулканогенного пояса связано с системой разломов, глубина заложения которых не менее 100 км. Простираение разломов «..., в целом, согласное с простираением пояса, меняется лишь на отдельных участках, где пояс пересекает глубинные структуры типа линеаментов, или в тех местах, в которых позднемезозойская тектоно-магматическая деятельность в пределах пояса не оказалась столь энергичной, чтобы генерировать разломы согласного с поясом простираения» (стр. 45). Таким линеаментом является Азиатско-Австралийский меридионального направления – в месте его пересечения Охотско-Чукотского вулканического пояса северо-восточные разломы изменяют простираение на диагональное и ортогональное.

Система генеральных разломов является краевой по отношению к материковым структурам, протягивается на тысячи километров и по отношению к предшествующему структурному плану имеет комбинированный – унаследованный и новообразованный характер. Генеральные разломы разграничивают две разно-

родные структуры земной коры и верхней мантии – континентальную на северо-западе и переходную от континента к океану к юго-востоку от них. Разломы – комбинация раздвига и левого сдвига. Первая подтверждается широким развитием магматизма, вторая – геофизическими и геолого-геоморфологическими признаками. Одним из признаков левого сдвига являются изменения меридиональных простираний структурных элементов, вытянутых гранитных тел, русел рек, хребтов, осей магнитных аномалий Охотского массива, другие признаки. Разломы преимущественно слепые, их заложение произошло в верхнем палеозое, причём формирование происходило одновременно с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

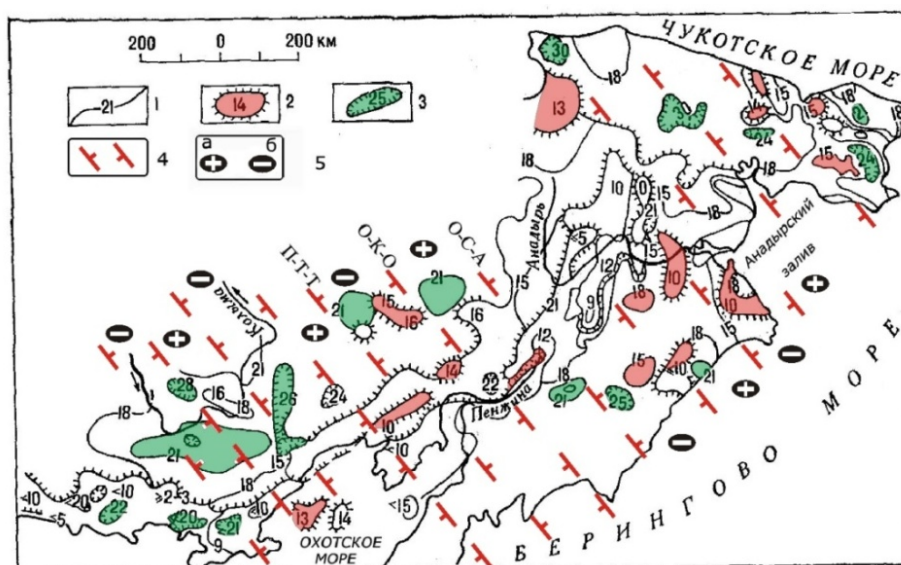


Рис. 34. Схема изогипс кровли базальтового или базит-гипербазитового слоя в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ващилов, 1982; с дополнениями).

1- изогипсы кровли Б, км; 2-3 – участки скачкообразного изменения глубин границы Б (разломы), бергштрихи показывают направление увеличения глубин, цифры – глубина до поверхности Б внутри блока.

Дополнения: 4 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного – аляутского направления: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский; 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании). Закрашены участки: поднятые – коричневым, опущенные – зеленым.

Плоскости генеральных северо-восточных разломов вертикальны, что наиболее видно на Челомджа-Ямском и Магаданском отрезках пояса, расположенных на его юго-западе. При этом первый простирается через полуострова Кони, Говена, Олюторский – вдоль параллели 60° с.ш. (рис. 34).

Граница между материковой и приокеанической зоной проходит по генеральному разлому в виде скачка изменения мощности земной коры в пределах ОЧВП. Материковая часть характеризуется разнообразным простиранием разрывов, магнитных и гравитационных аномалий с сохранением общего структурного плана мезозоид. Генеральный разлом на юго-востоке обрывает все материковые структуры. Структурный план материковой части является наложенным по отношению к древнему. План же приокеанской части, видимо, унаследован или новообразованный. Пересечение поясом древних структурных элементов «... проявляется в наличии расположенных на продолжении друг друга линейных элементов

геофизических полей по разные стороны ОЧВП, в существовании внутри пояса поперечных или секущих его аномалии разломов, линейных зон изменения вещественного состава и элементов глубинной структуры и т.п.» (стр. 48).

По приведённому списку признаков выделен Колымско-Алеутский разлом в полосе комплексов ОЧВП, далее на юго-восток через воды Пенжинского залива на мыс Утхолокский на Камчатке. В зоне ОЧВП разлом подтверждается несколькими поперечными к поясу повышенными горизонтальными градиентами поля силы тяжести, интерпретируемых как отражение разломов и границ формационных комплексов древней зоны.

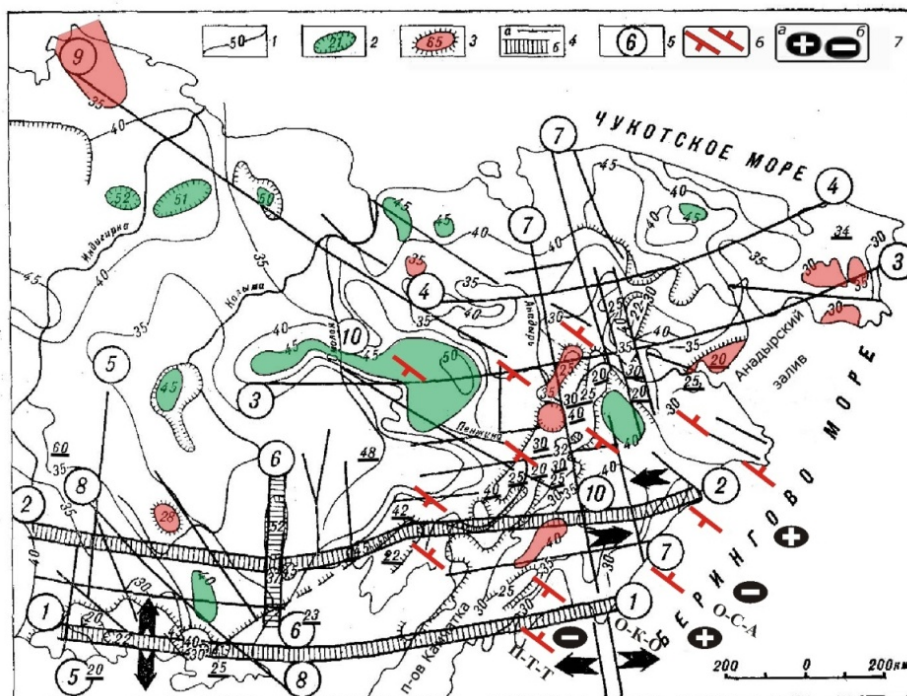


Рис. 35. Схема изогипс поверхности Мохоровичича (М) и генерализованная схема разломов, секущих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (Ващилов, 1982; с дополнениями).

1 – изогипсы поверхности Мохоровичича М, км; 2-3 – участки скачкообразного изменения глубин границы М (разломы), бергштрихи указывают направление изменения глубин, цифры – глубина до поверхности М внутри блока; 4 – разломы (а) и системы разломов (б) по геофизическим данным, стрелки на крыльях разломов указывают господствующее направление смещений; 5 – наименование разломов (цифры в кружках): 1 – Челомджа-Ямский, 2 – Охотско-Корякский (расчётная глубина заложения ≥ 95 км), 3 – Омолонско-Мечигменский, 4 – Аннойско-Колючинский, 5 – Кавинско-Делянкирский, 6 – Омсукчанский ($\geq 90-100$ км), 7 – элементы Азиатско-Тихоокеанского меридионального суперлинеамента ($\geq 60-75$ км), 8 – Колымско-Алеутский, 9 – Индигиро-Анадырский, 10 – Олойский (≥ 225 км).

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Существование поперечной зоны Колымско-Алеутского разлома наиболее наглядно видно из распределения плотностных неоднородностей коры на срезе 10 км (рис. 35), как границы раздела высокоплотных пород к юго-западу на полуострове Пьягина и в низовьях р. Ямы.

Автор считает правомерным выделение квазимеридионального Азиатско-Тихоокеанского суперлинеамента, продолжающегося на юг через подводные Императорские горы и хребет Ширшова. На север линеament простирается через по-

луостров Олюторский до Чаунской губы на побережье Чукотского моря Северного Ледовитого океана.

Колымско-Алеутский разлом начинается в мезозоидах Колымы, пересекает ОЧВП, Пенжинский залив и через мыс Утхолокский трассируется по совокупности геолого-геофизических признаков на Алеутскую дугу. Это даёт основание к определению его возраста как докайнозойского и положения как наследующего древний структурно-разломный план мезозоид Колымы в собственно ОЧВП и в развивающейся коре приокеанской части ОЧВП на её юго-востоке. Вывод автора заключён в предположении: «...можно считать, что в определённом смысле ОЧВП наложен на предшествующий структурный план, так как пояс, безусловно, пересекает некоторые структурные и линейные геофизические элементы на материке, в переходной зоне и в океане, существовавшие до образования пояса» (стр. 50).

Ещё одна широтная зона проходит по северному побережью Гижигинской и Пенжинской губ через полуостров мыса Астрономического и далее на восток через массив г. Ледяной в низовья р. Хатырки.

Указывается на факт размывания границ М к юго-востоку от генеральной зоны разломов ОЧВП, вместо которой появляется физическая граница со свойствами границы М, но на меньшей глубине. В центральной части залива Шелихова и в центральной и юго-восточной частях полуострова Тайгонос мощность коры меньше 20 км. Однако, непосредственно от генеральной зоны к северо-западу мощность увеличивается вдвое (40км). По границе М в зоне генерального разлома установлен трог с глубиной 40-46 км на отрезке пояса р. Кумроч – среднее-нижнее течение р. Парень – вдоль северного побережья Пенжинской губы до р. Пенжина. Здесь резко поворачивает на северо-запад и вдоль р. Пенжины протягивается по р. Омолон и далее. Характерным является изгиб трога в среднем течении р. Парень на север, затем резко (около 90⁰) на юго-восток до междуречья Тылхоя-Шестаковой, от которого резко поворачивает на северо-восток до р. Пенжины.

Кровля «базит-гипербазитового» слоя на этом отрезке пояса лежит на глубинах 10-16 км, вдоль северного побережья залива Шелихова и Пенжинской губы возрастает до 18-20 км, хотя не исключено, что на отдельных участках она располагается на глубинах лишь несколько километров.

Автор полагает, что на конфигурацию пояса в этой его части оказало наложение на древний стабильный Омолонский массив древних разломов: широтного – Охотско-Олюторского и меридионального – Наяхан-Коркодонского.

Следующий отрезок ОЧВП – Пенжинско-Эльгтытгынский, характеризуется увеличенной мощностью «гранитного» слоя в среднем до 15 км, а общая мощность земной коры сильно варьирует по простиранию: от 25 км (возможно и меньше) до 40 км и больше. На схемах тенденций поведения кровли «базальтового» слоя и особенно поверхности М изогипсы обычно несогласны с простиранием пояса, рисуя ортогональную картину. Это, по мнению автора, является аргументом развития отрезка пояса на дискордантном структурном основании.

Комментарий

Поведение трога поверхности М на отрезке на юго-западе до р. Пенжины на северо-востоке отличается двумя своеобразными резкими коленообразными почти дискордантными изгибами: в среднем течении р. Парень и в бассейне правого

притока р. Пенжины – р. Кондыревой. Первый изгиб трога к юго-востоку в нижнем течении р. Парень совпадает с линией поперечного межглыбового глубинного разлома Парень-Таловка-Тиличики. Второй изгиб в бассейне р. Кондыревой к северо-западу приурочен к Омолон-Каменско-Олюторскому аналогичному разлому. В дальнейшем, простирание трога выдержано к северо-западу на 550 км через нижние течения правых притоков р. Пенжины примерно до р. Омолон. Исключительно важно утверждение о древнем возрасте заложения юго-восточных (или северо-западных) разломов, начинающихся в мезозоидах Колымы! Там они являются продольными-соскладчатыми, а при пересечении ОЧВП становятся поперечными при сохранении простирания к юго-востоку, т.е. на приращивающейся окраине континента.

Важно замечание автора о том, что вдоль северного побережья залива Шелихова и Пенжинской губы кровля «базит-гипербазитового» слоя, залегающая на глубине 18-20 км, может на отдельных участках располагаться всего на нескольких километрах – это рассматривается нами как предложение о своеобразной ундуляции поверхности. Такая ундуляция даёт нам основание предполагать возможность уменьшения глубины на тех участках трога, которые ограничены двумя названными поперечными глубинными разломами, т.е. между изгибами поверхности М трога. Эти два изгиба трога образованы, как сказано, поперечными глубинными разломами: Парень-Таловско-Тиличикским – на юго-западе и Омолон-Каменско-Олюторским – на северо-востоке. Расстояние между разломами составляет по нашим данным около 145 км, что согласуется с расстояниями между изгибами трога. При ширине трога 15-20 км такое относительно короткое расстояние между изгибами вполне допустимо при единственном допущении: положением на линии поперечных дислокаций. Добавим, что изгибам трога соответствуют, в т.ч. изгибы Охотско-Корякской системы широтных разломов в тех местах, где она пересекается названными поперечными разломами (*рис. 35*).

Заложение ОЧВП и образование его генеральных разломов происходило в условиях общего для востока Азии геодинамического растяжения, контрастных вертикальных движений материковых и океанических структурных элементов, хотя при этом возможно существование и подчинённых по своему значению и зон, где существует сжатие. Первым признаком обстановки растяжения является собственно существование вулканических поясов, которые возможны только при раскрытии систем глубинных разломов в условиях общего растяжения земной коры и верхней мантии. Во время массовых излияний в ОЧВП развиваются многочисленные грабен-синклинали, невозможные в условиях обстановки сжатия. В Корякской геосинклинальной системе на большей части территории образывались и расширялись геосинклинальные прогибы.

Ундуляция поверхности глубин «гранитного» слоя и поверхности М, отмечаемая на юго-западном отрезке ОЧВП, ещё более проявилась на центральном Пенжинско-Эльгытытгынском, отрезке пояса. На очевидную клавишную структуру Пенжинско-Эльгытытгынского отрезка ОЧВП указывает утверждение о сильной вариации мощностей по его простиранию.

К северо-востоку примерно в 150 км от Челождма-Ямского (1) разлома выделен Омсукчанский разлом, выходящий в район п. Палана (*рис. 35*). Оба они включают опущенную глыбу Кроноцкого залива. Ещё более ярким поперечным разломом является Олойский (10), совпадающий в плане с ранее нами выделен-

ным Олойско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским разломом. Логическую схему поперечных разломов продолжает Индигиро-Анадырский (9) разлом.

К этому явлению на этом отрезке пояса ещё добавляется и появление ортогонального поведения изогипс слоя и поверхности М. Такое поведение изогипс подчёркивается и множеством участков скачкообразного изменения глубины границы М, которые трактуются автором в качестве разломов. В совокупности явление ортогональности изогипс и локальных скачков глубин очевидно ориентируют на выявление дислокаций, поперечных СВ простирацию ОЧВП на этом отрезке. И если поперечные разломы на юго-западной части не имеют отчётливо выраженной совокупности названных признаков, то на центральном участке ОЧВП они создают систему поперечных направлений с большой степенью достоверности.

В соотношении с общим утверждением об ундуляции глубины поверхности М по простирацию от 25 до 40 км это даёт основание к проведению протяжённых – от берега моря через ОЧВП в мезозойды Колымы, поперечных дислокаций в виде глубинных разломов аналогичных Парень-Таловско-Тиличикскому и Омолон-Каменско-Олюторскому, и заключённых между ними столь же протяжённых на северо-запад глыб земной коры. Очевидно, что в глыбах на их оси будут своеобразно «нанизаны» блоки-отрезки ряда северо-восточных продольных структур. Последовательно: от древних до молодых.

На схеме изогипс кровли базальтового слоя и поверхности М нами нанесена схема поперечных дислокаций, основанная на ранее названных фактах и их поздних обобщениях (*Яроцкий, 1974, 2007*). Как видно, система северо-западных поперечных глубинных разломов в, возможно, полной мере подтверждается и представлениями Ващилова Ю.Я. об особенностях строения земной коры и её подошвы на территории к юго-востоку от ОЧВП. Ряд северо-западных разломов автора, установленных им для материковой части, принципиально совпадает с предложенными нами, в частности, Олойский с глубиной заложения более 225 км. Он является началом выделенного нами Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского поперечного межглыбового разлома, разграничивающего поднятую глыбу полуострова Олюторского от сопредельной на северо-востоке опущенной глыбы Юго-Восточно-Корякских бухт, и на юго-западе – Олюторского залива, другой – Колымско-Алеутский разлом, простирающийся, по мнению автора на мысе Утхолокский и Омгон на Камчатке, является СЗ частью предложенного нами поперечного Тигильско-Ключевского разлома.

Интересным является представление автора о левостороннем сдвиге по Охотско-Корякскому (2) широтному разлому с глубиной заложения более 90 км. Тенденции левостороннего сдвига наблюдаются на границах Центрально-Корякской и Пенжинской структурно-формационных зон в Корякском нагорье (*Карта полезных ископаемых..., 1999*).

Прямым указанием на сквозной характер северо-западных разломов является выделенный автором статьи Колымо-Алеутский (8) разлом, выходящий с Колымы на мысе Утхолокский на Камчатке и совпадающий с одним из её поперечных разломов (Утхолок-Кроноцким). Параллельно ему, на материке примерно в 148 км к юго-западу простирается Челомджа-Ямский (1), ранее выделенный (*Яроцкий, 2007*), выходящий примерно в устье р. Хайрюзовой. Оба разлома на Камчатке включают воздымающуюся глыбу Кроноцкого п-ова.

Правомерность генерализованного положения поперечных разломов находим на «Схема изученности поверхности Мохоровичича (М) и генерализованная схема

разломов, секущая Охотско-Чукотское вулканогенное поле» (рис. 35). Так, Индигиро-Анадырский разлом начинается в устье р. Индигирки и простирается до р. Анадырь, т.е. на 15,6 тыс. км. Паррапольский глубинный разлом от устья р. Колымы простирается в Анадырский лиман (935 км). Выделяемый нами Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский разлом совпадает на «Схеме...» с Олойским разломом, проходящим через отрезок р. Пенжины от Слаутненского поперечного поднятия к СЗ на 60 км. Длина разлома 620 км.

Если рассматривать определения мощности земной коры в схеме её глыбово-клатвишной структуры, то становится возможным объяснить резкие переходы глубин на коротких расстояниях между блоками. Так, в блоках Ильпинско-Тылговаямского прогиба и Говенско-Пылгинского горст-антиклинория, заключенных между Парень-Таловско-Тиличикским и Омолон-Каменско-Олюторским разломами, разные мощности коры – 25-30 км. А на продолжении прогиба к СВ в другую глыбу Олюторского п-ова, мощность резко возрастает до 40 км! Этот факт очевидно говорит о глубине границы с перепадом 10-15 км на расстоянии нескольких км. Этот локальный максимум (40 км) на СВ резко выклинивается за О-К-О разломом. В бассейне нижнего течения р. Пенжины (между с. Слаутное – п. Каменское) мощность коры в блоке, ограниченном О-К-О – О-С-А, составляет 25-30 км. За О-С-А она возрастает до 40 км! И этот факт объясняется глубинной границей – наличием межглыбового О-С-А разлома (Колымско-Алеутский (700 км) – он пересекает Камчатский перешеек.

Выводы

1. В продольном СВ строении земной коры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса повсеместно установлена своеобразная ундуляция поверхности базальтового слоя и поверхности М, в особенности, для его центрального – Пенжинско-Эльгытытгынского участка.

2. Поведение изопахит базальтового слоя и поверхности М в совокупности с участками скачкообразного изменения их глубин свидетельствуют о существовании поперечных разломных дислокаций, разделяющих на звенья продольные структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса, Корякского нагорья и Пенжинско-Анадырского прогиба. Звенья ряда продольных структур последовательно от древних к молодым слагают глыбы северо-западного простирания, одновременно являясь элементами продольных структур. Сопредельные глыбы развивались в различных региональных и локальных геодинамических условиях: воздымания и опускания при общем региональным растяжении на Востоке Азии.

3. Поперечные глубинные межглыбовые северо-западные разломы возникли одновременно в условиях общего планетарного растяжения на всем протяжении ОЧВП, начиная с верхнего палеозоя. Они действовали на протяжении всей геологической истории развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. Глубина заложения поперечных разломов достигает 100 км, что говорит об их сквозькором и верхнемантийном заложении.

4. Система поперечных межглыбовых северо-западных разломов является элементом диагональной сети планетарной трещиноватости. Её северо-восточная составляющая способствовала формированию генерального направления Охотско-Чукотского вулканического пояса.

2.IV.4.

Территория Северо-Востока между Камчатским перешейком и Беринговым проливом, к юго-востоку от ОЧВП, рассмотрена в статье **Ващилова Ю.Я.** «Глубинная структура и кинематика базит-гипербазитовых образований Анадырско-Корякского региона» (1997). Построены глубинные петроплотностные срезы территории Корякии и Чукотки, которые рассматриваются как континентальный сегмент зоны перехода континент-океан, отделяемый от мезозойского азиатского материка на СВ Азии Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (рис. 36).

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс по данным автора прослеживается в структуре литосферы до глубин 100-130 км, т.е. до подошвы астеносферы. Пояс рассматривается как система разломов, активных, по крайней мере, с верхнего палеозоя. В пределах ОЧВП, согласно геофизическим данным происходит скачкообразная (!) (*прим. наше*) перестройка структуры и вещественного состава земной коры от континентального к промежуточному, которая свойственна зонам перехода от материка к океану.

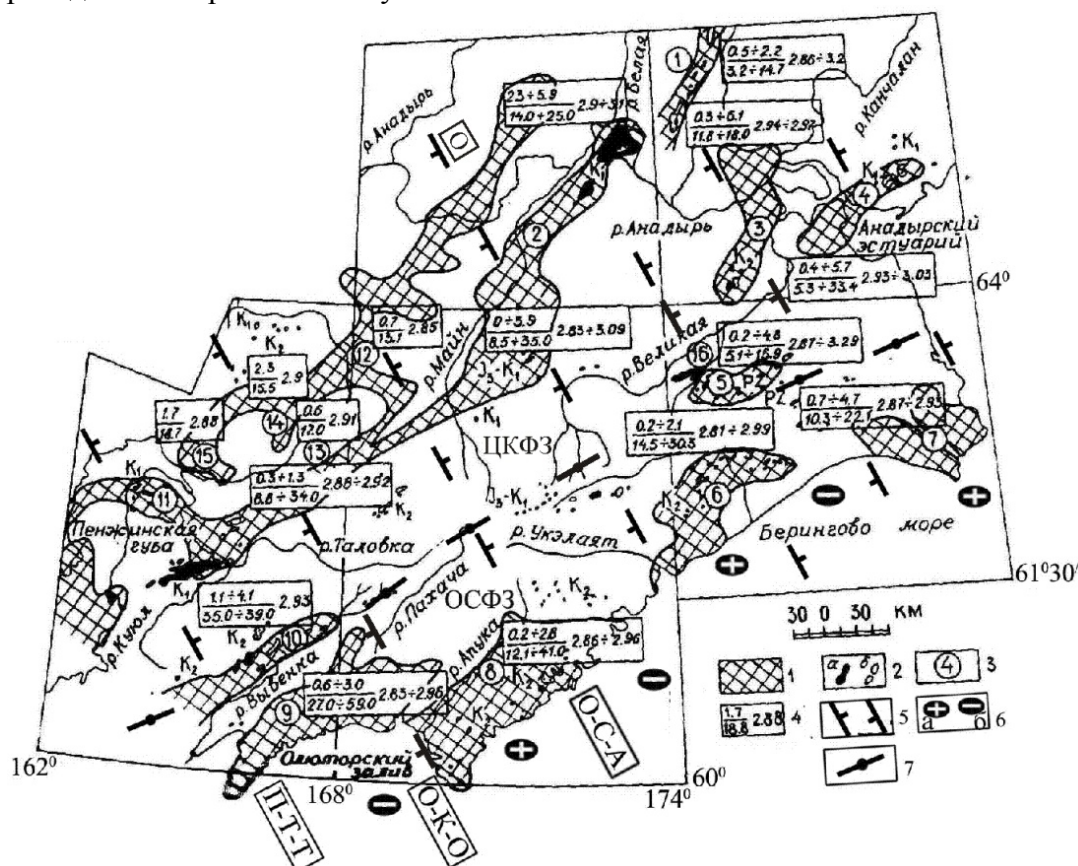


Рис. 36. Схема базит-гипербазитовых образований Анадырско-Корякского региона по гравиметрическим и геологическим данным (Ващилов, 1997; с дополнениями).

1 – базит-гипербазитовые образования, не вскрытые процессами эрозии и выделенные по гравиметрическим данным; 2 – выходы на поверхность: а – ультраосновных, б – основных пород; 3 – номер массива, название которого приведено в таблице 1; 4 – рассчитанные по гравиметрическим данным параметры массивов: числитель – глубина до верхнего ограничения, км; знаменатель – глубина до нижнего ограничения, км; справа от дроби – плотность, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы, их названия: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, О-С-А – Олойско-Слаутненско/Аянско-Ачайваямский /Аниваямский, О – Опухский; 6 – глыбы земной коры с опущенными (а) и воздымающимися (б) юго-восточными окончаниями; 7 – граница (генерализация) Олюторской (ОСФЗ) и Центрально-Корякской (ЦКСФЗ) структурно-формационных зон (Карта полезных ископаемых..., 1999).

К юго-востоку от ОЧВП в Анадырско-Корякском регионе мощность коры менее 35-40 км, с отсутствием пород «гранитного» слоя, против разреза коры к северо-западу от пояса на удалении от 35 до 60 км с присутствием в верхах разреза гранитного слоя толщиной более 10-15 км.

Весь комплекс осадочных, метаморфических, магматических образований залегает на меланократовом фундаменте. Этот фундамент в геофизическом понимании является верхней частью разреза «базальтового» слоя, представленного породами преимущественно основного состава (рис. 37, 38, 40).

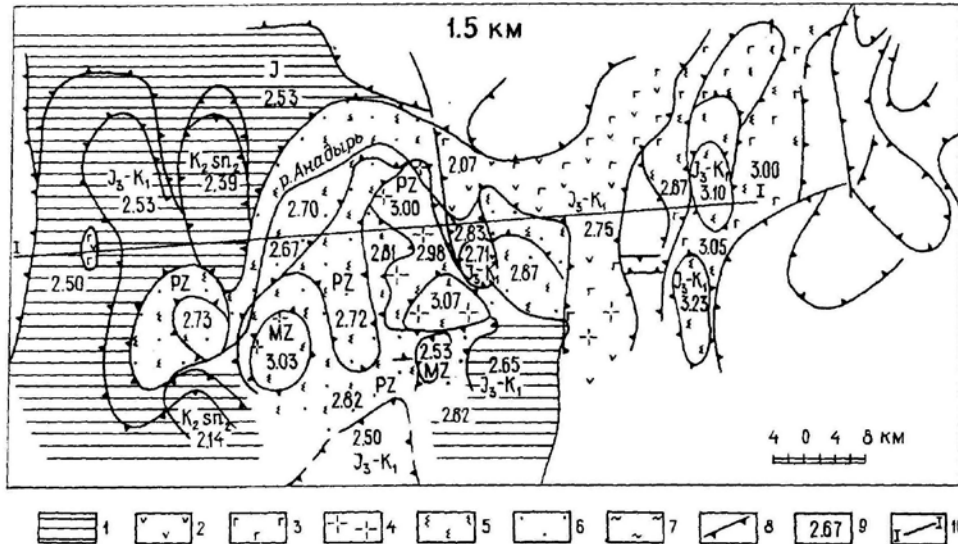


Рис. 37. Плотностной срез Усть-Бельского базит-гипербазитового массива и южной части Пекульнейского горст-антиклинория на глубине 1,5 км и его геологическая интерпретация.

1 – мезозойские осадочные породы (MZ); 2 – андезиты, андезибазальты; 3 – базальты; 4 – габбро; 5 – ультрабазиты; 6 – серпентиниты; 7 – метаморфические породы палеозоя (PZ); 8 – вертикальные разломы по гравиметрическим данным; 9 – плотность пород по результатам интерпретации аномалий силы тяжести, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$; 10 – линию разреза см. на рис. 38.

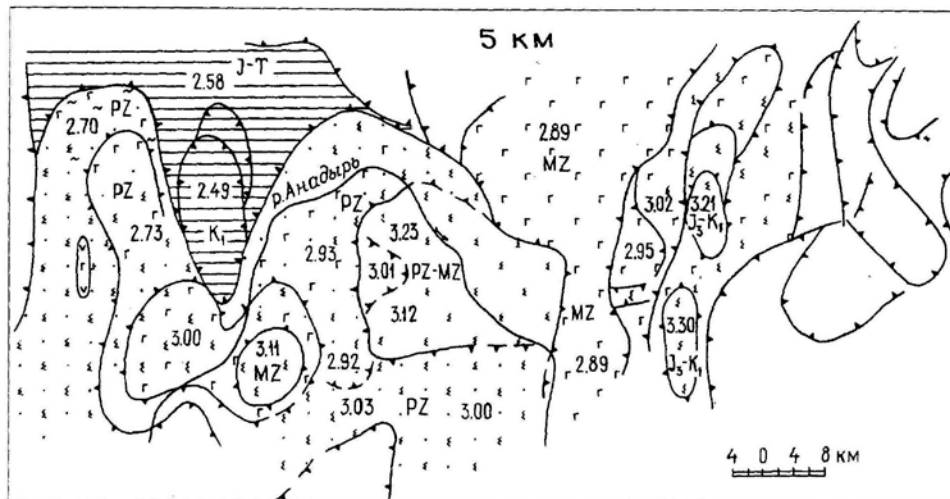


Рис. 38. То же, что и на рис. 37, на глубине 5 км.
(рис. 37-38 Ващилов, 1997).

Под ним располагается нижняя кора, в которой кроме пород основного состава значительный объём составляют ультрамафиты и высокоплотные гранулиты, эклогиты, амфиболиты и другие фации метаморфизма.

Положение Анадырско-Корякского региона в глубинной структуре на Северо-Востоке России отражено на горизонтальных плотностных срезах на глубинах 10, 20, 30 40 и 60 км, по которым дана петрологическая интерпретация. Срезы представляют томографическое отображение литосферы. Эта томография является элементом трёхмерной (объёмной) модели с вертикальными разрезами, горизонтальными срезами и специальными картами. Используется метод закономерного сочетания слоёв и блоков (террейнов и плит). Сущность модели – в совпадении верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков с горизонтальным расслоением литосферы (Цит. по: Вацилов, 1984). Наиболее ярко регион отражён на 20-км срезе, где преобладают базиты и гипербазиты нижней коры. На глубине 40 км происходит выравнивание плотности коромантийных образований региона и окружающих его мезозоид.

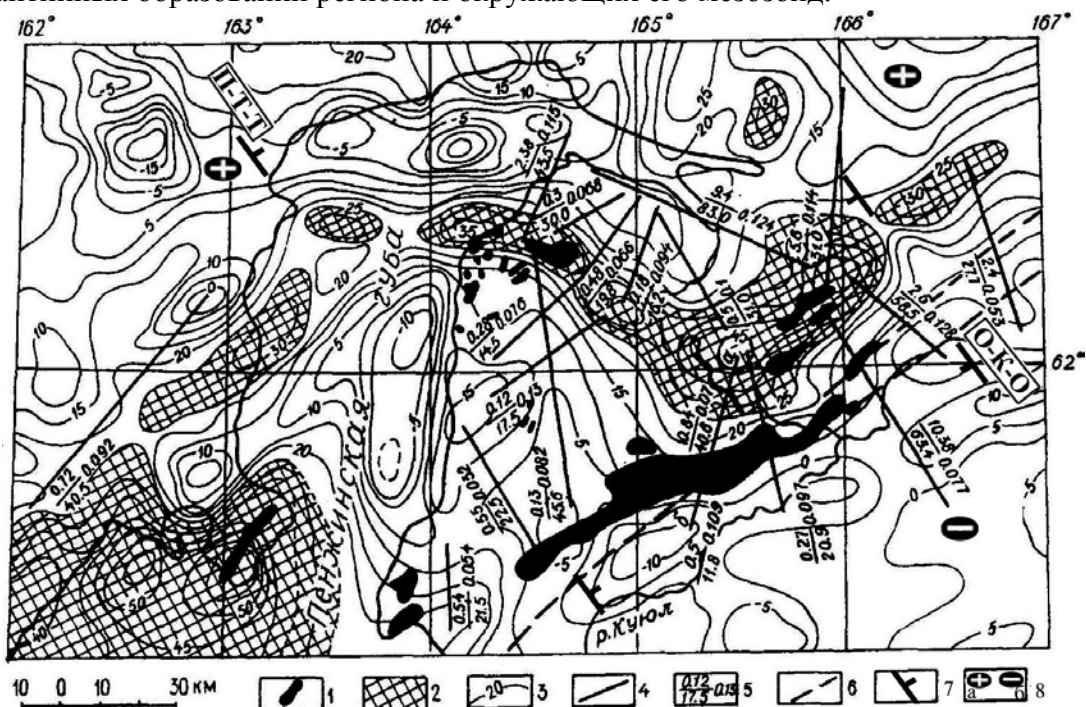


Рис. 39. Базит-гипербазитовые комплексы и глубинные высокоплотные образования по гравиметрическим данным (район Кулюльского массива) (Вацилов, 1997).

1 – выходы базитов и гипербазитов на поверхность; 2 – контуры высокоплотных образований в коре и верхней мантии, не выходящих на поверхность; 3 – изолинии Dg; 4 – интерпретационные профили; 5 – параметры интерпретации: числитель – глубина верхнего ограничения, знаменатель – глубина нижнего ограничения петроплотностных неоднородностей в форме блоков, км; после дроби – скачок плотности в горизонтальном направлении, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$; 6 – разломы.

Дополнения: 7 – поперечные межглыбовые разломы, их названия: П-Т-П – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, 8 – глыбы земной коры с опущенными (а) и воздымающимися (б) юго-восточными окончаниями.

Примечание. К западу от П-Т-Т разлома расположена воздымающаяся глыба полуостровов Говена, Ильпинского, Ильпырского, к востоку – опущенная глыба Олюторского залива.

Близость к дневной поверхности меланократового фундамента в регионе обусловила большое распространение также и пород офиолитовой ассоциации, вопросам которых посвящена более ранняя работа Ю.Я. Ващилова (Цит. по: 1968).

**Плотностные и структурные параметры
базит-гипербазитовых комплексов Анадырско-Корякского региона
по результатам интерпретации гравиметрических данных**

№ п/п	Массив	Обнажение базитов и гипербазитов на поверхности массива	Глубина верхних (числитель) и нижних (знаменатель) ограничений массивов км	Плотность, кг/м ³ x 10 ⁻³
1	Пекульнейский	Базиты	0,5-2,2	2,86-3,20
		Гипербазиты	3,2-14,7	
2	Усть-Бельско-Майнский	Базиты	0-3,8	2,83-3,09
		Гипербазиты	8,5-35	
3	Рарыткинский	Базиты	0,3-6,1	2,94-2,97
		Гипербазиты	11,8-60,0	
4	Золотогорско-Анадырский	Базиты	0,4-5,7	2,93-3,03
			5,3-33,4	
5	Чирынай-Научирынайский	Базиты	0,2-4,8	2,87-3,29
		Гипербазиты	5,1-15,9	
6	Четкинваям-Хатырский	Базиты	0,2-2,1	2,81-2,99
		Гипербазиты	14,5-30,3	
7	Уквушвуйненский		0,7-4,7	2,87-2,93
			10,3-22,1	
8	Олюторский	Базиты	0,2-2,8	2,86-2,96
			12,1-41,0	
9	Говенский	Базиты	0,6-3,0	2,83-2,96
		Гипербазиты	27,0-59,0	
10	Вывенский	Базиты	1,1-1,4	2,83
		Гипербазиты	35,0-39,0	
11	Таловско-Куюльский	Базиты	0,3-1,3	2,88-2,92
		Гипербазиты	8,8-34,0	
12	Русских гор	Базиты	0,7	2,85
			13,1	
13	Пальматкинский	Базиты	0,6	2,91
			17,0	
14	Окланский		2,3	2,90
			15,5	
15	Нижне-Пенжинский		1,7	2,88
			18,7	
16	Тамватнейский	Гипербазиты	-	-

Главный признак корневого базит-гипербазитового массива – повышение поля силы тяжести в пределах его контура. Количественная интерпретация аномалий поля силы тяжести дала представления о высокоплотных образованиях литосферы, не выходящих на поверхность и имеющих блоковую структуру. Они являются крупными (рис. 39), нескрытыми либо слабо вскрытыми эрозией корневыми базит-ультрабазитовыми массивами с субвертикальными границами: Пекульнейский, Усть-Бельско-Майнский, Рарыткинский, Золотогорско-Анадырский, Чирынай-Научирынайский, Четкинваям-Хатырский, Уквушвуйненский, Олюторский, Говенский, Вывенский, Таловско-Куюльский, Русских гор, Пальматкинский, Окланский и др.

Одним из противоречий предложенного механизма образования и транспортировки к поверхности ультрамафитов в регионе, Ю.Я. Ващилов видит в их дви-

жении из глубин к дневной поверхности, что противоречит изостатической гипотезе в силу их высокой плотности среди вмещающих пород. И он предлагает три варианта механизма их подъема и их сочетания:

- трещинный, возникающий в условиях растяжений коры и мантии, когда создается пониженное давление и напряжение; тогда в них перемещаются высокоплотные и маловязкие ультрамафиты. При смене растяжений на сжатие они в субсолидусном состоянии выдавливаются к поверхности;

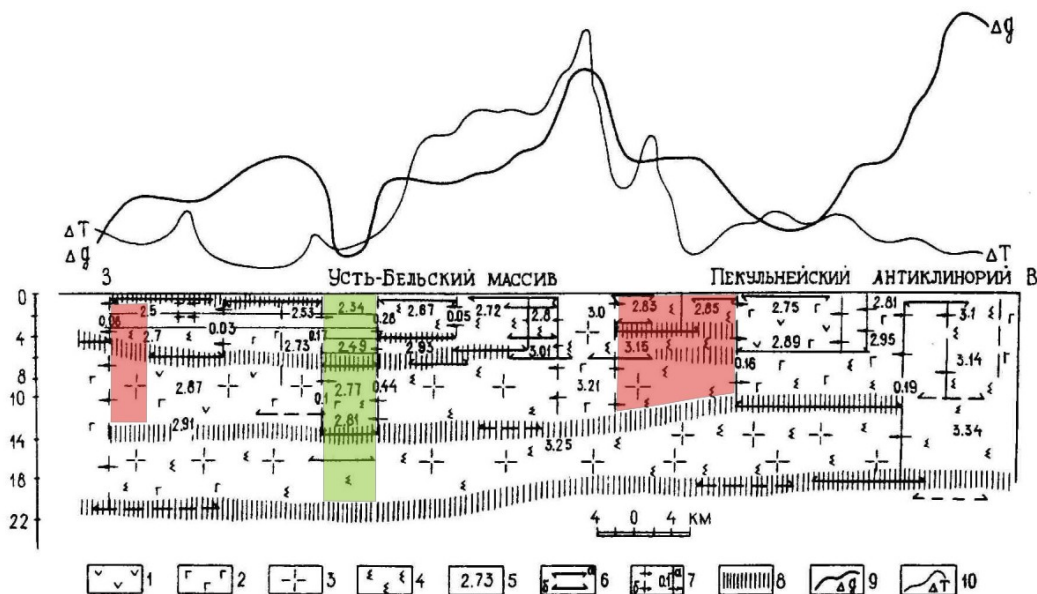


Рис. 40. Схематический геолого-геофизический разрез Усть-Бельского массива и южной части антиклинория Пекульней (положение линии разреза см. рис. 37) (Ващилев, 1997).

1 – андезиты; 2 – базальты; 3 – габбро; 4 – ультрабазиты; 5 – плотность пород, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$; 6 – верхние (а) и нижние (б) ограничения плотностных неоднородностей в виде блоков; 7 – разлом, выделенный по гравиметрическим данным уверенно (а) и неуверенно (б) и значение скачка плотности в горизонтальном направлении, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$; 8 – горизонтальные поверхности расслоения; 9 – кривая силы тяжести; 10 – аномалии магнитного поля (ΔT)_а.

- магматический, когда гипербазиты в субсолидусном и солидусном состоянии выносятся вверх базальтовой магмой;

- процесс серпентинизации, происходящий на глубине 10-15 км под воздействием воды с увеличением объема и выдавливанием пород на поверхность.

Здесь уместно привести соображения автора о вязкости гипербазитов, которая ниже гранитов, габбро и метаморфических пород в 100 млн. раз. Это обусловлено наличием воды, увеличивающей их плотность на три порядка. Это свойство делает их одним из самых подвижных вещественных элементов, способных к пластическим протрузивным, антиизостатическим движением по своей сути. Количественная интерпретация аномалий силы тяжести методом плотностного зонирования, позволила выявить в регионе высокотемпературные образования, метосреды не выходящие на поверхность. Массивы приведены в таблице на стр. 89.

Комментарий

Справедливое сомнение в возможности нарушения изостазии в коре автор находит в механизме реализации подъема высокотемпературных тугоплавких ги-

пербазитов вверх по разрезу вследствие их способности к «ползучести» в присутствии незначительного количества воды.

Мы, сообразуясь с его гипотезами и приведённой на *рис. 36* схеме положения проекции базит-гипербазитовых тел на поверхность, усматриваем в них отражение компенсационного механизма движений сопредельных блоков коры или даже литосферы в целом. Обратимся к *рис. 37*, на котором видно характерное положение базит-гипербазитовых образований, не выходящих на поверхность эрозии. Они локализируются отдельными контурами на юго-восточной части территории. Эта территория в литосфере рассматривается как Морская транзиталь (*Геологический атлас...*, 1996, см. *рис. 89*).

Территория размещения базит-гипербазитовых тел находится в стадии активных геодинамических процессов, о чём свидетельствуют сильные Хаилинское (1991 г.) и Олюторское (2006 г.) землетрясения с магнитудой 6,5 и 7,1, соответственно. Они замыкают на юго-западе окончание Корякского сейсмического пояса (*Ландер и др. 2007*), ось которого проходит по массивам Вывенскому (10), Чирьнай-Научирынайскому (6), Золотогорско-Анадырскому (4).

На севере территории (*рис. 36*) располагаются массивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характерной приметой которого является завершение вулканизма не позднее верхнего мела, в отличие от вулканизма Морской транзитали, продолжающегося и в квартере (*Карта полезных ископаемых...*, 1999).

Геологическое развитие двух названных территорий происходило в разных тектонических режимах, отражая процессы наращивания континента Северо-Востока Азии к юго-востоку. Длительность развития ОЧВП привела к локализации гипербазитов и их слиянию на глубине в зоне продольных разломов, начиная с верхнего палеозоя.

Южная территория до настоящего времени находится в геодинамическом развитии. И это предположение хорошо иллюстрирует *рис. 36*: массивы локализируются в глыбах земной коры (7, 6, 8, 9) на их юго-восточных окончаниях на суше! И находятся они в Олюторской и Хатырской структурно-формационной зонах, наращивающих континент!

Анализ в сопоставлении с *рис. 36* показывает определённую закономерность в положении расчётных границ верхних и нижних кромок – ограничителей базит-гипербазитовых комплексов. Эти закономерности укладываются в глыбово-клавишную тектонику коры Анадырско-Корякского региона.

Массивы Олюторской и Хатырской структурно-формационных зон отражают геодинамическое положение юго-восточного окончания северо-западных глыб земной коры. Воспользуемся параметром мощности тел, как косвенной характеристикой веса, который может компенсировать наружные изостатические движения сопредельных глыб. Используем для определения мощности предельные глубины ограничителя, т.е. верхних и нижних кромок (*таблица*). Так, Говенский массив (9), расположенный на юге опущенной глыбы Олюторского залива, имеет предельные глубины ограничителей 59 км, т.е. мощность равна 56 км. Расположенный к востоку Олюторский массив (8), соответственно на глубине 41,0 км, с мощностью 38,2 км находится на окончании поднятой глыбы Олюторского полуострова. На границе Центрально-Корякской и Олюторской структурно-формационных зон расположен Вывенский массив (10) с мощностью 37,6 км, что вместе с Говенским говорит об увеличенной мощности массивов в опущенных глыбах коры.

Далее к востоку, через опущенную глыбу Юго-Восточно-Корякских бухт в поднятой глыбе расположен Четкинваям-Хатырский массив (6) с глубинами 2,1 и 30,3 км, т.е. с мощностью 28,2 км. Далее к востоку, через опущенную глыбу вновь расположен в поднятой глыбе Уквушвуйненский массив (7) с глубинами кромок 4,2 и 22,1 км и мощностью 17,9 км. Показательны и соотношения мощностей тел №№ 11 и 15, расположенных в одной глыбе, с таковыми №№ 12, 13 и 14, расположенными в соседней глыбе. И здесь видна существенная разница мощности всех внедрённых тел. В целом даже при малой выборке сравнения мощностей тел видна тенденция в корреляции относительных движений сопредельных глыб.

Отчётливая локализация, взаимоотношения кромок и мощностей базит-гипербазитовых массивов в разрезе земной коры Морской транзитали литосферы, подчёркивают существование серии сопредельных глыб. Их субвертикальные движения регулируются внедрениями высокоплотных масс с целью достижения изостатического равновесия на разных этапах развития продольных северо-восточных структур, наращивающих древний мезозойский континент в палеоген-квартере образованиями Олюторской и Хатырской структурно-формационных зон.

Приведённые выше три вероятных механизма подъёма высокоплотных и тяжёлых ультрамафитов к поверхности, что будто бы противоречит гипотезе изостазии, но объясняют физику процесса, причиной которого являются геодинамические напряжения в верхах мантии. Именно они и приводят в действие три названные вероятных механизма.

Выводы

1. Положение корневых нескрытых эрозией базит-гипербазитовых образований на юго-восточной окраине континента совмещается с глыбово-клавишной структурой земной коры южной территории Анадырско-Корякского региона – Морской транзитали литосферы Северо-Востока Азии.

2. Внедрение высокоплотных корневых базит-гипербазитовых образований с движением вверх обусловлено необходимостью приведения в равновесие сопредельных глыб в их субвертикальных движениях. Процесс проходит для разных глыб в разное время и приводит к инверсии движения на противоположное.

3. Процесс приведения сопредельных глыб в равновесие выражен в дозированных по весу эпизодическими внедрениями ультрамафитов и локализацией их в пределах конкретной глыбы земной коры.

СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДА ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ, ЭВЕНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И БАССЕЙНА р. ПЕНЖИНЫ

2.IV.5.

Проблема поперечных дислокаций на сопредельной с северо-востока территории раскрывается *И.И. Акрамовским в статье «Роль поперечных дислокаций в тектоническом строении территории бассейна р. Анадырь (по геолого-геофизическим данным)» (1971).*

Рассматривается территория к северо-востоку от линии р. Пенжина – истоки р. Хатырки (рис. 41, 42). Несмотря на давность, в статье приводится подробная

интересная аргументация выделения поперечных дислокаций, в т.ч. геоструктур путём построения структурного плана древних и кайнозойских комплексов.

Обращено внимание на ортогональное простирание структур Чукотской ветви Катазиатского вулканогенного пояса и соседствующих складчатых структур основания. Со ссылкой на работы *В.Ф. Белого (1966)* и *Б.Х. Егиазарова (1965)* приведено мнение о коренном различии этих областей, развивающихся на протяжении всей геологической истории территории. При этом, говорится как об укоренившимся мнении единого тектонического плана Камчатки и территории бассейна р. Анадырь. Анализируются магнитные и гравитационные поля территории бассейна и показаны различия её отдельных площадей между собой.

Приведено районирование магнитного поля на региональные составляющие и полученные связи с ним геологических структур. Для поднятых участков антиклинорий свойственно значительное повышение поля. Совмещение отрицательных полей $(\Delta T)_a$ и Δg характерно синклинориям. Совмещение зон горизонтальных градиентов поля Δg и $(\Delta T)_a$ отражает зоны разломов.

По совокупности геолого-геофизических данных определен современный северо-восточный структурный план, наложенный на древний северо-западный, в котором выделены отдельные структуры (Таловско-Майницкий горст, Алганский синклинорий). В Пенжинском синклинории расчётно выделен ряд поперечных структур, который простирается к юго-востоку и увязывается с таковым в Таловско-Майнским горсте. Их возраст сопоставим с антиклинорием юга территории.

Выделяются поперечные дислокации, заложенные в раннем мелу, а современные структуры возникли не ранее кайнозоя. При этом первые являются поперечными к вторым – северо-восточным. Поперечные дислокации особенно ярко проявлены на участках распространения кислых древних пород, что находит отражение в особенностях магнитного и гравитационного полей.

Комментарий

Приведенные рисунки и основные положения статьи отражают практическую цель – подход к оценке рудоносности территории. При этом используется известная к этому времени геологическая информация.

Ценность данной работы в том, что она констатирует существование в пределах Катазиатского вулканогенного пояса (ныне – Охотско-Чукотского) молодого северо-восточного и древнего северо-западного структурных планов. Этот вывод не повлечёт за собой обращение к разрезу земной коры и установления связей в её строении с поперечными дислокациями.

Вывод

1. Поперечные дислокации в ранге структурных элементов тектоники приводят к выводу о наличии двух структурных планов – древнего (СЗ) – докайнозойского и нынешнего (СВ) – кайнозойского.

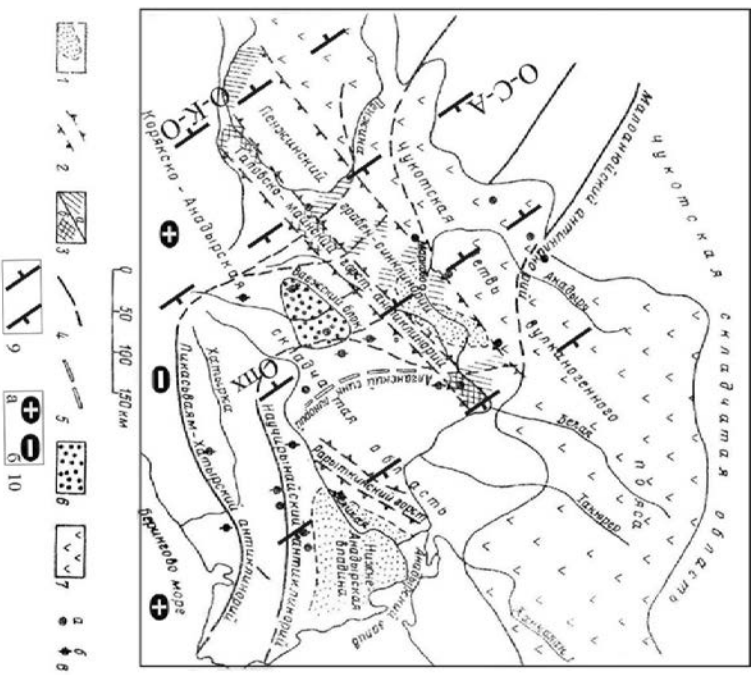


Рис. 41. Схема аномального магнитного поля бассейна р. Анадырь (Акрамовский, 1971; с дополнениями).

1 – современные впадины; 2 – границы кайнозойских структур; 3 – поперечные поднятия в кайнозойских структурах, отмечаемые уменьшением мощности отложений мела-кайнозоя и изменением их фациального состава (а – в отрицательных структурах; б – в положительных); оси структур мелового возраста; 4 – антиклинальных, 5 – синклинальных; 6 – блоки-выступы фундамента; 7 – вулканические образования мела-кайнозоя; 8 – рудопроявления; а – золото, б – ртуть.

Дополнения: 9 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного-алеутского направления; О-К-О – Омолон-Каменско-Олоторский; О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайвамский/Анивамский; Олх – Олухский; 10 – направления субвертикальных движений определяющих глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)) (см. и рис. 42).

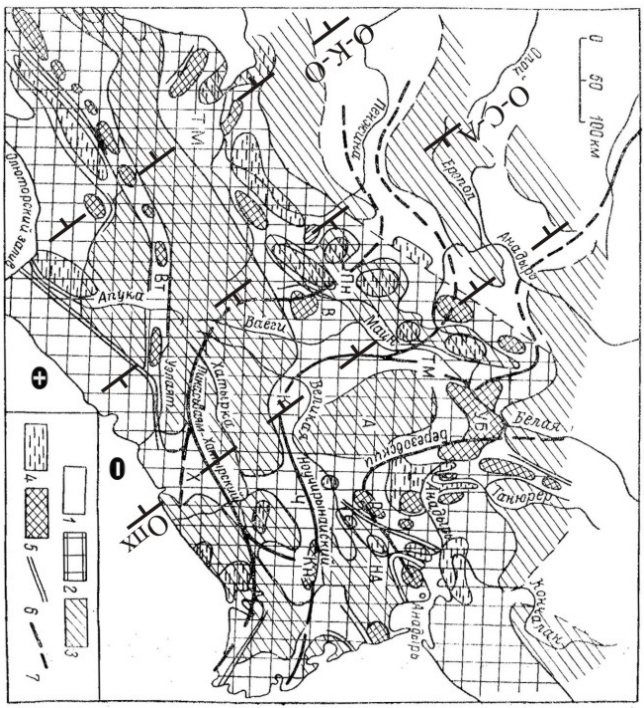


Рис. 42. Схема аномального гравитационного поля бассейна р. Анадырь (Акрамовский, 1971; с дополнениями).

Региональные аномалии: 1 – относительно отрицательная, 2 – относительно положительная; локальные аномалии: 3 – отрицательные первого порядка, 4 – отрицательные второго и более высоких порядков, 5 – положительные высоких порядков; 6 – зоны повышенных горизонтальных градиентов; 7 – оси антиклинальных структур мелового возраста по геолого-геофизическим данным. Буквы на схеме – аномалии: УБ – Усть-Бельская, ТМ – Таловско-Майнская, Р – Рарыткинская, В – Важевская, К – Койвэрэланская, Ч – Чирыйайская, Кн. – Кэнькэрэнская, Х – Хатырская, ВТ – Ватынская, Пн – Пенжинская, А – Алтайская, НА – Нижнеанадырская.

Дополнение: 8 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления; О-К-О – Омолон-Каменско-Олоторский; О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайвамский/Анивамский, Олх – Олухский; 9 – направления субвертикальных движений определяющих глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

2. Пикасваям-Хатырский антиклинорий дискордантно меняет простирание от широтного на СЗ под влиянием поперечного межглыбового Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского разлома. К нему прилегает поперечное поднятие – Слаутненское. Разломом на его ЮВ «обрезано» ЮЗ простирание антиклинория. Практически разлом меняет его простирание на СЗ, ортогональное. Этот факт есть и аргумент наличия самого поперечного межглыбового Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского разлома.

2.IV.6.

Ю.Ф. Мороз «Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья» (1987). Автор рассматривает территорию как область сочленения континентальной и океанической коры, исследованную теми же методами и по той же методике, что и её южная часть на Камчатке.

В разрезе приняты к рассмотрению снизу вверх: домеловой, меловой и кайнозойский комплексы. В домеловом комплексе выделена нижняя высокоомная часть с высокой плотностью пород по сравнению с вышележащей мезозойской частью. С последней связывается плотностная и геоэлектрическая региональная граница. В кайнозойских впадинах тоже устанавливаются подобные границы.

Использована корреляционная связь гравитационного поля (радиус осреднения 10 км, коэф. корреляции 0,8) с полем теллурических токов и вычислена глубина залегания нижнего высокоомного геоэлектрического опорного горизонта, отождествлённого с домеловым складчатым комплексом. Эта граница является характерной для северной Камчатки, принимается за региональную и по ней построена структурная карта (рис.43).

По комплексу гравиметрической, магнитной и электроразведочной съёмки выделена система глубинных разломов. К северо-восточным разломам отнесены крупные с глубиной проникновения в десятки км и шириной – в первые десятки км. Наряду с ними выделены поперечные СЗ разломы меньшего порядка и глубинности, и выделяемые по более слабым признакам геофизических полей.

В региональных – Охотской, Восточно-Камчатско-Курильской геосинклиналях, в Пенжинско-Анадырской, Корякской и Олюторской складчатых зонах, расположенных субпараллельно с ЮВ на СЗ, выделен ряд локальных блоков разного знака, образованных поперечными СЗ разломами. В меловом основании (рис. 43) блоковое строение сохраняет черты кайнозойского чехла, приобретая яркое отражение в их локализации. Так, приобрела выразительные черты Пусторецкая впадина, Парапольский и Вывенский прогибы, относимые к постгеосинклинальному этапу. Первая имеет небольшую локальную структуру, второй и третий – значительно большей длины – около 170 км по простиранию.

К юго-востоку от Парапольского прогиба в Корякской складчатой зоне на глубине 15 км автором ранее (Мороз, 1985) выделен слой повышенной электропроводимости северо-восточного простирания в земной коре, а также другой слой – в зоне глубинного разлома, разделяющего Корякскую и Олюторскую складчатые зоны. Оба они простираются до глубины 30 км.

Ранее выделенные другими авторами рудные районы имеют своеобразное отражение в рассматриваемых авторских структурных построениях. Так, Ичигинно-Уннэиваямский район приурочен к наиболее погружённой части домелового комплекса с увеличенным кайнозойским разрезом. В его пределах глубинный разлом

отражён аномальной электропроводностью на глубине 8 км (южная часть разлома на рис. 44). Вывенско-Ватынская металлогеническая зона (по Тарасенко и др., 1969) приурочена также к глубинному разлому, в зоне которого на глубине более 10 км электропроводность также аномальна. Олюторский рудный район приурочен к Пылгинскому антиклинорию – поднятию домелового комплекса с глубиной залегания не более 2 км и мощностью кайнозойского – первые сотни метров.

Комментарий

Автор настоящей монографии с различной степенью детальности изучал в 1966-74 гг. Северо-Камчатский сероносный район (ныне Ильпинский рудный), названный в статье Ю.Ф.Мороза Вывенско-Ватынским, – в его южной части. Исследованиям посвящён ряд отчётов о полевых работах 1966-72 гг., обобщение детальных и региональных материалов в 1973-74 гг. и диссертация автора «*Закономерности размещения вулканических серных месторождений в Северо-Камчатском сероносном районе и геофизические методы при их поисках*» (1974).

Выполненный нами анализ магнитного и гравитационного полей съёмки масштаба 1:200 000 по району позволил получить принципиально новые данные о тектонике территории от р. Анапки на юге до р. Отыранваям на северо-востоке в полосе распространения пород корфовской серии (согласно *Геологическая карта...*, 1976), с которыми связаны гидротермально изменённые породы формации вторичных кварцитов. С ними ассоциируются месторождения и проявления самородной серы с сопутствующей рудной минерализацией (Au, Ag, Cu, Hg). Определены региональные минерагенические факторы, сформировавшие очаговую структуру (в понимании *М.А.Фаворский и др.*, 1964) с месторождениями серы вулканического генезиса.

Главной магмаконтролирующей структурой района является зона Вывенского глубинного разлома (ВГР), отражённая в гравитационном поле наблюдаемыми и остаточными локальными максимумами, созданными высокоплотными интрузиями диоритового состава и блоками фундамента. Зачастую форма максимумов имеет крестообразные осложнения: при простирании оси максимумов 60° появлялись осложнения хода изолиний с осью 330° . Ширина зоны разлома определялась по линиям интенсивных градиентов поля, при этом южная плоскость зоны падает на северо-запад. На *рис.43, 44* Вывенскому глубинному разлому отвечает зона разлома с т.н. Вывенско-Ватынским рудоносным районом. Яркая юго-восточная граница ВГР отвечает на *рис.43-44* разломам, проведённым Ю.Ф. Морозом по градиентам изолиний изогипс поверхности домелового основания и поверхности мела. Северо-западная граница ВГР в физических полях размыва, над ней расположен надразломный грабен с эффузивно-пирокластическим и осадочным кайнозойским комплексом мощностью 0,5-2 км (*рис. 43*).

Северо-восточная часть территории Северо-Камчатского сероносного района ограничивается выходами пород верхнемелового комплекса с полным замыканием примерно по р. Отыранваям, что на *рис. 43* отражено резким сгущением изогипс всего разреза вплоть до поверхности кристаллического фундамента. По анализу магнитного и гравитационного полей здесь проведена осевая линия т.н. алеутского межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского поперечного разлома (*Яроцкий, 1974*).

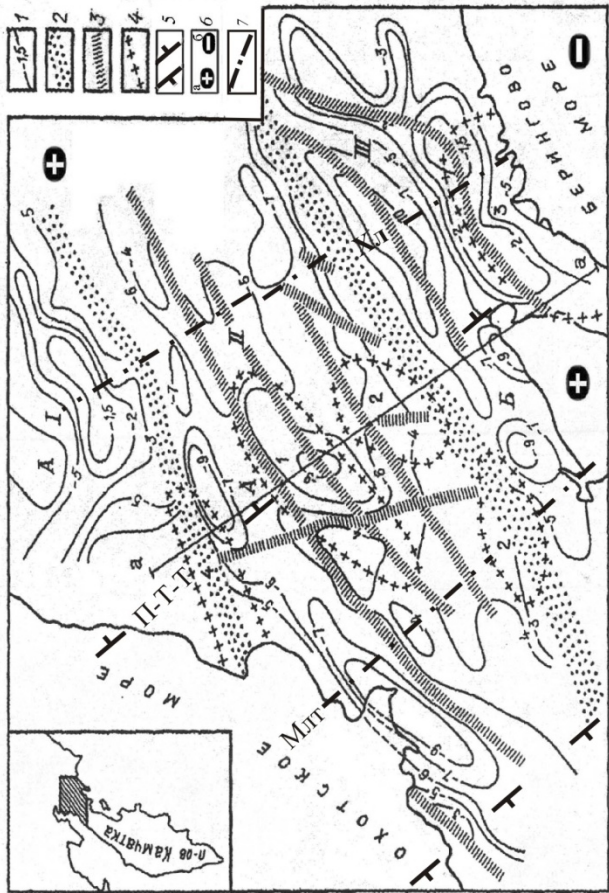


Рис. 44. Структурная схема по поверхности до мелового основания (Мороз, 1987; с дополнениями).

1 – изогипсы, км; 2 – зоны глубинных разломов; 3 – разломы; 4 – границы рудоносных районов; а-а – линия разреза; на врезе показана изученная площадь; геосинклинальные области: А – Охотская, Б – Восточно-Камчатская – Курильская; складчатые зоны: I – Пенжинско-Анадырская, II – Корякская, III – Олоторская; рудоносные районы: 1 – Ичигинско-Уннейваямский, 2 – Вывенско-Вагтынский, 3 – Олоторский, 4 – Кукольский. Красными штрихами показана положение осевых линейных межглыбовых поперечных глубинных разломов алеутского направления – региональных геохимических барьеров (Яроцкий, 1974; 2001).

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 6 – направления субвертикальных движений (опаздывающие в воздымании); 7 – коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); 7 – внутриглыбовые разломы: Млт – Малетойваямский, Хл – Хаилинский.

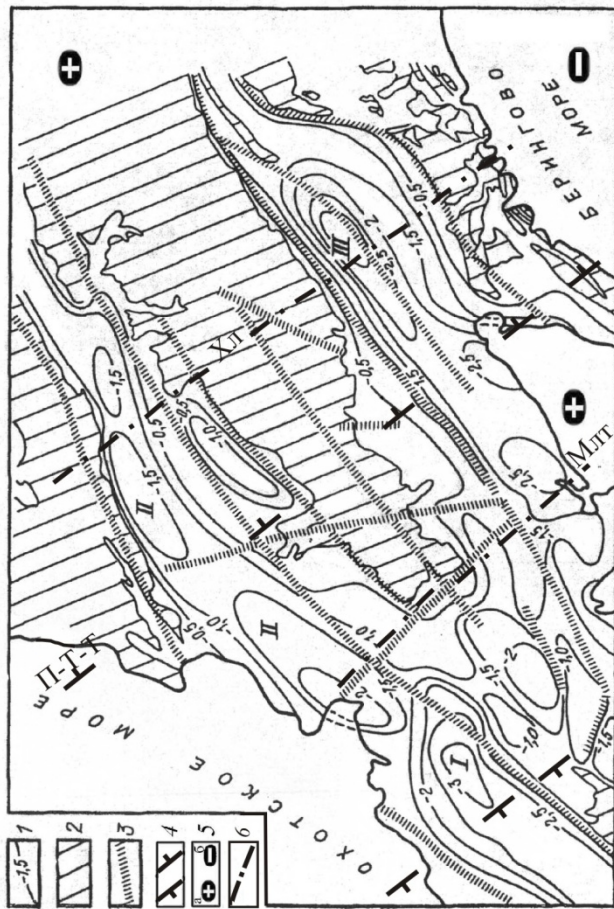


Рис. 43. Структурная схема по поверхности верхнемелового комплекса (Мороз, 1987; с дополнениями).

1 – изогипсы, км; 2 – выходы пород верхнемелового комплекса; 3 – разломы; I – Пусторечская впадина, II – Паропольский прогиб, III – Вывенский прогиб.

Красными штрихами показана положение осевых линейных межглыбовых поперечных глубинных разломов алеутского направления – региональных геохимических барьеров (Яроцкий, 1974; 2001).

Дополнения: 4 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 5 – направления субвертикальных движений (опаздывающие в воздымании); 6 – коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)); 6 – внутриглыбовые разломы: Млт – Малетойваямский, Хл – Хаилинский.

На севере фиксируется впадина А глубиной до 9 км в Охотской области, то же – в Корякской зоне с мощностью до 6 км. По этой линии видна и деформация изогипс кровли домелового (кристаллического) основания. На структурной схеме поверхности верхнемелового комплекса эти особенности тектоники ещё более выразительны в виде ряда локальных впадин в направлении с севера на юг.

Обращаясь к разломной тектонике, можно увидеть на *рис. 43, 44* ряд линий северо-западного простирания. В проведённом нами исследовании такие линии были получены в виде системы северо-западных разломов, названных нами субалеутскими, пересекающих зону ВГР по центральным частям локальных гравитационных максимумов (*Яроцкий, 1974*). Разломы являются дислокациями, сложенными разноамплитудными поднятыми блоками, ограниченными северо-восточным и северо-западным нарушениями. В целом они являются линейными протяжёнными северо-западными горстами, разделяемыми линейными грабенами. В первых – на поверхность в блоках выведены кварциты с серным оруденением с золотом, медью, серебром, во вторых – накоплены безрудные вулканы среднего состава, чередуемые осадками с бурыми углями. На *рисунках 43 и 44* показаны два таких разлома, отнесённые нами к внутриглыбовым: Малетойваямский и Хаилинский. О них будет сказано подробно в главе VII.

Выводы

Наши представления о тектонике территории как очаговой тектонической структуры минерагенического таксона на уровне рудного района имеют подтверждение в структурных построениях по материалам электроразведки в поведении кайнозойского чехла и поверхности верхнемелового комплекса, рассматриваемого в качестве фундамента (Ильпинский район, согласно «*Карта полезных...*, 1999).

1. Зона Вывенского глубинного разлома на глубине 8-15 км характеризуется аномальной зоной повышенной проводимости, смещённой к северо-западу от выражения на поверхности апикалиями интрузивного комплекса основного состава, что подтверждает его падение в этом направлении.

2. Фрагменты разломов, проведённых по градиентам электрического поля, деформациям изогипс опорных горизонтов согласуются с разломными зонами субалеутского простирания, играющих рудоконцентрирующую роль в формировании рудных узлов Северо-Камчатского сероносного района.

3. Территория характерна протяжёнными впадинами с мощностью кайнозоя до 2,5 км и такими же – с мощностью мезокайнозоя до 9-10 км на её северо-западе, а также преимущественно локальными изометричными впадинами мощностью кайнозоя до 2-3 км и мезокайнозоя мощностью до 7-9 км – в юго-западной части. Их разделяет территория с минимальной мощностью кайнозоя (0,5-1,5 км) и мезокайнозоя (4-7 км). Делят территорию на три части два межглыбовых глубинных СЗ алеутских разлома: Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский и Парень-Таловско-Тиличикский.

4. Согласно геологическим и геофизическим съёмкам среднего и крупного масштабов структуры кайнозоя являются разломно-блоковыми.

2.IV.7.

Исследование *Апрелкова С.Е., Декиной Г.И., Попруженко С.В.*, вообрало в себя результаты среднemasштабных геологических и гравиметрических съёмок и изложено в статье «*Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины*» (1997). Оно является самой современной и фундаментальной опубликованной схемой тектоники центральной части Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины. Концепцией исследования является показ связи структур территории материковой части с геологическими структурами Камчатки. Для территории приматом в строении признаются геоструктуры складчатого чешуйчато-надвигового строения и тектонические зоны.

В рассматриваемом нами контексте глыбово-клавишной структуры земной коры нет ни описаний, ни упоминания о разломно-блоковых дислокациях и их роли в тектонике и геоструктурах территории. Однако авторская аргументация и конфигурация глубинных разломных границ структур даёт хороший материал к выделению северо-западных поперечных разломов и их роли в развитии территории. Поэтому описанию материалов статьи нами отводится значительное место.

Территория исследования включает крайнюю юго-восточную часть Омолонского массива, Пенжинскую, Пикасъявямскую, Центрально-Корякскую и Олюторскую тектонические зоны. Для каждой из них приведены аргументы к выделению характерных блоков, находящих отражение в гравиметрическом поле (*рис. 45*). Статья охватывает крупные разделы тектоники, но наше внимание обращено на те аспекты, которые аргументируют разрабатываемую нами концепцию.

С рассматриваемой нами точки зрения развития поперечных дислокаций текстовая часть статьи ответа не даёт, но она видна и очевидна из прилагаемого рисунка. Вместе с тем, в статье повсеместно акцентируется идея продольности структур разного ранга, разделяемыми северо-восточными глубинными разломами – последние признаются границами тектонических зон. Для всех элементов зон характерным является блоковое строение. Со ссылкой на Ю.Я. Ващилова (1982) блокам приписаны мощности земной коры.

В Омолонском массиве на его крайнем ЮЗ по северо-западному Гижигинскому прогибу выделяется Тайгоносский выступ. В его составе с юга на север выделяются Гыленгинский и Кечичменский грабены, которые также, как и ЮЗ окончание Пенжинско-Парапольского прогиба ориентированы на северо-запад (330°).

От устья р. Мургаль вдоль правого побережья р. Пенжины до р. Кечичма (район мыса Пупырь к югу от устья р. Парень) прерывистой полосой выделена Удско-Мургальская островная дуга. Отделяется от Омолонского выступа дугой по глубинному разлому сложной конфигурации. На северо-востоке к юго-западу от устья р. Мургаль и до р. Ушканьи разлом имеет прямую линию (20° - 200°), затем резко (около 70°) дугой поворачивает на запад до р. Оклан, где на её правобережье, примерно у оз. Исигентского, под прямым углом простирается на северо-запад (325°) – т.е. параллельно р. Оклан. Примерно по р. Лылан разлом простирается на юго-запад (45° - 225°) до устья р. Парени, где опять резко меняет направление на юг (190°) до р. Кечичма, от которой вновь простирается на юго-запад (около 220°). Как видно на *рис. 45* разлом на отрезке р. Мургаль - р. Оклан именуется Орловско-Микинским. На юго-западе Омолонского массива в верховьях р. Тылхой выделяется палеовпадина северо-западного простираения (45×30 км).

К юго-востоку от СЗ Орловско-Микинского глубинного разлома и его ЮЗ продолжения субпараллельно простирается Пенжинская зона сложного строения. Она сложена складчатыми структурами и отражена в поле силы тяжести полосовыми аномалиями и, преимущественно, отрицательным магнитным полем. В зоне выделены поднятия Оклан – Гореловское (невскрытое), Таловско – Майнское и Ваежское. Таловско-Майнское поднятие является осью симметрии, по обе стороны от которой простираются на СВ Парень-Парапольский и Пусторецко-Парапольский прогибы, Оклан-Гореловское и Ваежское поднятия и Парапольский прогиб.

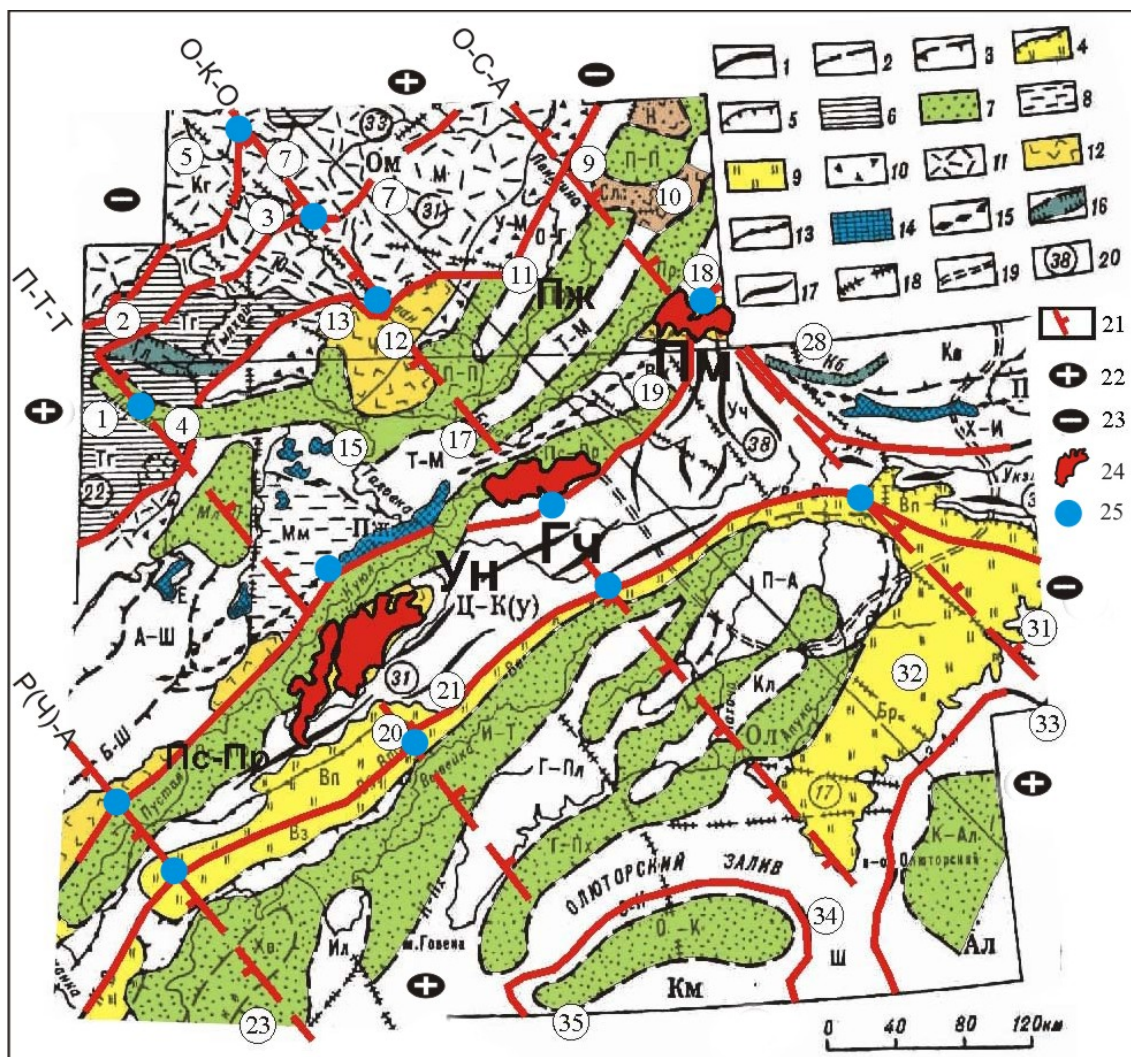


Рис. 45. Схема тектонического районирования Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины (в увязке со структурами п-ова Камчатка) (Апрелков, Декина, Попруженко, 1997; с дополнениями).

1 – глубинные разломы – границы тектонических зон: О-М – Орловско-Микинский, У-П – Уйвзем-Пусторецкий, К-П – Куюльско-Парапольский, К-В – Кангалатско-Вывенский, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский, УК – Укэлятский, С-К – Северо-Командорский, 3-Ал – Западно-Алеутский; 2 – разломы - границы блоков Омолонского массива: ШБ – Шайбовеемский, Ан – Анадырский, Ю – Юлговаяемский; 3 – разломы-границы поднятий, прогибов: Б-Ш – Белоголовско-Шелиховский, П-К – Пусторецко-Куюльский, Вв – Вывенский, О-К – Озерковско-Карагинский, К-Пх – Карагинско-Пахачинский; 4 – Ирунейский (Ип) и Ватынский (Вп) тектонические покровы; 5 – Мелководнинско-Пенжинская впадина; 6 – выходы отложений чехла и фундамента Омолонского массива; 7 – прогибы; 8 – мел-палеогеновые отложения Маметчинской мульды; 9 – выходы меланократовых пород Вывенской зоны и Беринговского поднятия; 10 – образования Удско-Мургальской дуги; 11 – вул-

каниты ОЧВП; 12 – поля вулканитов, относимых к Западно-Камчатско-Корякскому поясу; 13 – границы Центрально-Камчатского пояса и его возможного продолжения Пахачинско-Апукинского и Опухинского вулканических полей; 14 – выходы меланжированных офиолитовых комплексов Пенжинской и Пикасьваем-Хатырской зон; 15 – оси положительных магнитных аномалий, трассирующие закрытые тела офиолитов; 16 – грабены (Гл – Гыленгинский, Кб – Куйбивеевский); 17 – антиклинали в Укэлятской зоне; 20 – мощность земной коры в блоках.

Тектонические зоны и их структуры. Омолонский массив (ОМ): Моланджинский (Мл), Верхне-Пенжинский (В-П), Кегалинский (Кг), Мургалыйский (М), Тайгоносский (Тг) блок; Пенжинская зона (Пж), продолжение – Западно - Камчатская: Оклан-Гореловское (О-Г), Таловско-Майнское (Т-М) – продолжение Амбонско-Шелиховское (А-Ш), Ваежское (Вж) поднятия, Парапольский (Пр), Пареньско- Парапольский (П-П), Пусторецко-Парапольский (Пс-Пр) прогибы, Чалбугчанский (Ч) и Елистратовский (Е) блоки, Маметчинская мульда (Мм), Мелководнинская впадина (ММ-в); поперечные поднятия – Слаутное (Сл), Налгимское (Н). Центрально-Корякская (Укэлятская зона) (Ц-К(у)), продолжение на Камчатке – Срединно-Лесновская (С-Л); Ватынский (Вп) и Ирунейский (Ип) тектонические покровы, Пусторецко-Парапольский прогиб (Пс-Пр), Уннейваемское вулканическое поле (Ун), Учхичхильское поднятие (Уч), Паланский прогиб (Пл). Пикасьваем-Хатырская зона (П-Х): Хатырско-Иомраутское поднятие (Х-И), Козвэрэланский прогиб (Кв), Нижне-Хатырский прогиб (Н-Хт).

Олюторская (Ол) и Восточно-Камчатская (В-К) зоны: Вывенская зона выходов меланократового фундамента (Вз), Говенско-Пылгинский горст-антиклинорий (Г-Пл), Озерновско-Карагинский горст-антиклинорий (Оз-К), Калинайская (Кл) и Ильпинская (Ил) антиклинальные зоны, Ильпинско-Тыгловаямский (И-Т), Говенско-Пахачинский (Г-Пх) прогибы, Пахачинско-Апукское вулканическое поле (П-А), Беринговское поднятие (Бр), Хр. Ширшова (Ш), Командорская (Км) и Алеутская (Ал) глубоководные котловины с предсклоновыми прогибами (О-К) и (К-Ал), соответственно.

Дополнения: 21 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: Р (Ч)-А – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличкский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайваемский/Аниваемский; направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: 22 – воздымающиеся, 23 – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); 24 – выходы олигоценых комплексов (велолныкская серия), 25 – признаки поперечных межглыбовых разломов нашей авторской интерпретации.

Вулканогены: Ун – Уннейваемский, Гч – Гайчаваамский, П – Пальматкинский.

Для Таловско-Майнского поднятия характерно чередование блоков, среди которых Ганычаланский, сложенный древними габброидами и гипербазитами с резко пониженными параметрами намагниченности, в отличие от сопредельных к югу более молодых раннемеловых высоконамагниченных таковых пород в Куюльских комплексах. Севернее Ганычаланского блока выделяется Харитоньевский блок-поднятие, в котором выделяются поднятые части – Понтонейский и Пальматкинский, разделённые опущенным Леквеемским блоком. К ЮЗ от Ганычаланского блока выделяется поднятый Валижгенский блок северо-западного простирания – поперечного простиранию Таловско-Майнского поднятия.

На южной границе зоны в южной части Маметчинской мульды выделяется Куюльский блок северо-восточного простирания с гипербазитами, серпентинитовым меланжем. Куюльский блок рассматривается как область растяжения земной коры континентального типа. Протяжённость меланжа 110-115 км, и согласно аэромагнитным данным он простирается в целом на 300 км к северо-востоку. На основе аналогичных пород блока с таковыми на мысе Омгон на Камчатке авторы высказывают предположение о существовании на юго-западе в позднеюрско-раннемеловое время единой зоны растяжения.

Крайний юго-восток Пенжинской зоны представлен авторами в виде Ваежского поднятия с выходом древних пород (силур-девон), которые характеризуют морской осадочный разрез среднего палеозоя Азии.

В целом Пенжинская тектоническая зона рассматривается в качестве океанического рифта, располагавшегося между Омолонским и Корякским континентальными тектоническими блоками, который раскрывался дважды: в среднем – раннем палеозое и поздней юре – раннем мелу. Здесь возможна палеозона Бенюфа. Характерным следует считать субпараллельное глубинное ограничение Пен-

жинской зоны на юго-востоке, где она контактирует с другой зоной – Центрально-Корякской.

Центрально-Корякская зона простирается параллельно структурам Пенжинской зоны вплоть до Ваежского поднятия на северо-востоке, где клином Учхичхильского северо-западного поднятия зоны она сильно отжимается к северо-западу. Авторы относят этот клин прижима к влиянию северо-западного Укэлятского разлома и сопряжённой с ним Пикасьваям-Хатырской тектонической зоны – дискордантной таковой Пенжинской зоне.

Северной структурой Центрально-Корякской тектонической зоны является Пусторецко-Парапольский прогиб, трассируемый по долинам рек Пустая-Куюл. Обращает внимание переход части прогиба после слияния Куюла-Энычаваяма из Центрально-Корякской зоны в Пенжинскую, чему авторы не приводят объяснения.

Границей двух зон является Уйвзем-Пусторецко-Куюльско – Парапольский СВ продольный глубинный разлом. Он, в принципе, повторяет конфигурацию Орловско-Микинского и Пареньского глубинных продольных разломов. Простираение Уйвзем-Пусторецкого разлома прямолинейно от Паланского прогиба на Камчатке до р. Весёлой (к северу от оз. Таловского). В районе р. Весёлой разлом изгибается к северу, упирается в меланж Куюльского блока и опять изгибается к югу до узла слияния рек Куюл, Ичигиваям, Энычаваям с р. Вилгилвеем, откуда вновь поворачивает на северо-восток вплоть до северного окончания Учхичхильского поднятия, вновь изгибающегося разлом к северу (около 10^0).

К юго-востоку от Пусторецко-Парапольского прогиба выделяется экзотическое Уннэйваямское вулканическое поле, к югу от которого показан Ватынский тектонический покров, причём последний приурочен к Вывенско-Ватынскому глубинному разлому, являющемся здесь южной границей Центрально-Корякской зоны.

В целом южная граница Центрально-Корякской зоны в виде продольного глубинного раздела проводится с юго-запада на северо-восток от верховьев р. Паланы на Камчатке до тмени Корякского нагорья – г. Ледяной в бассейне истоков рек Пахачи, Ачайваям-Апука, Аниваям.

И для южной границы Центрально-Корякской зоны, как и для её северной – Пенжинской, характерным является несколько изгибов, где глубинный продольный разлом на коротких расстояниях (20-30 км) испытывает сильное искривление. На рассматриваемой территории такое искривление видно на юго-западе в бассейне р. Апуки, где простираение разлома от 40^0 меняется на 60^0 . Через примерно 140 км к юго-западу в районе р. Лататыргинваям его простираение опять отклоняется на 10^0 к северу – около 50^0 и на отрезке около 25 км вновь меняется на 60^0 . Следующий изгиб глубинного разлома показан в бассейне рек правых истоков р. Вывенки после её резкого расширения и выхода из теснин хребта Майни-Какыйнэ и горы Нутон-Тунуп. Здесь на протяжении около 40 км разлом меняет простираение на широтное и совершает резкий поворот на юго-восток через истоки р. Ачайваям и Ватына с выходом к морю в бухте Анастасия.

К юго-востоку от южной границы Центрально-Корякской зоны простираются однообразные структуры нескольких субпараллельных прогибов северо-восточного простираения. Авторы на юго-западе сочленяют территорию прогиба пролива Литке через Ильпинский полуостров, долину р. Вывенки и долину р. Пахачи (от места её слияния с Хайнконлколав), и называют её Ильпинско-

Тылговаямским прогибом, начиная от Ильпинского полуострова. На этом отрезке прогиб на северо-западе сопровождается узкой (5-10 км) полосой выходов меланократовых пород Вывенской зоны, отделяясь от неё разломом параллельным Вывенско-Ватынскому – северной границы с Центрально-Корякской зоной. Обращает внимание постепенное сужение ширины Ильпинско-Тылговаямского прогиба от 90 км на юго-западе до 10-12 км и полного выклинивания – на его северо-восточном окончании. К югу от прогиба простираются на северо-восток три локальных впадины, разделённые Говенско-Пылгинским горст-антиклинорием, Пахачинско-Апукским вулканическим полем, Калинайской антиклинальной зоной. Вдоль нижнего течения р. Вывенки на юго-запад простирается через воды Олюторского залива Говенско-Пахачинский прогиб. Все три прогиба имеют выдержанную ширину 15-22 км и разделяются поднятиями такой же ширины.

В Олюторскую тектоническую зону включено Беринговское северо-восточное поднятие, выраженное выходами меланократовых пород выдержанной ширины (45-65 км), которая резко расширяется к северо-востоку от долины р. Аниваям (до 120 км).

В акватории Берингова моря между мысом Олюторским и бухтой Мачевой выделяется Командорско-Алеутская котловина. Здесь обращает на себя внимание сложная конфигурация границ продольного Западно-Алеутского разлома. На траверсе мыса Олюторского и бухты Глубокой он резко меняет простирание от северо-восточного до субмеридионального.

В завершении описания тектоники территории отмечается факт наличия в авторской интерпретации гравитационного поля прочих разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Однако, лишь в одном месте – вдоль восточного побережья Пенжинской губы от мыса Водопадного до мыса Астрономического и далее через воды губы на сушу вдоль нижнего течения р. Каймикиной примерно на 65 км к северу, показана цепь меридионального разлома. Ограничено количество и широтных разломов – два на юге Олюторского полуострова и один – на юге поднятия Слаутное. Северо-восточные разломы показаны в истоках р. Пенжины. Вместе с тем, на рисунке очень широко представлены разломы северо-западного простирания, в особенности, к северо-востоку от линии р. Парень-бухта Гека. Их длина составляет от 50 км (на Беринговском поднятии) до 155 км (долина р. Оклан).

Северо-восточные разломные направления рассматриваются авторами на всей территории в качестве продольных границ тектонических зон, блоков Омонского массива, границ поднятий и прогибов и т.д. Широтные не несут на изображённой схеме геотектонической нагрузки, меридиональное – в приведённой схеме разграничивает Мелководнинско-Пенжинскую впадину от Маметчинского поднятия. Северо-западные разломы также не несут видимой геотектонической нагрузки.

Кроме разломных дислокаций на территории все границы геотектонических структур всех рангов изображены разломами-ограничениями. В рассматриваемом контексте значения поперечных дислокаций должно назвать поперечные геоструктуры северо-западного простирания: Налгимское поднятие, Чернореченскую впадину, поднятие Слаутное, поднятие южной части Чалбугчанского блока, Учхичхильское поднятие, Гыленгинский и Куйбивеемский грабены, Ваежское поднятие, блок меланократовых пород междуречья Аниваям-Ильпивеем на северо-востоке Беринговского поднятия.

Комментарий

В статье приводится тектоническое районирование в виде четырёх крупных тектонических зон, предлагаемое авторами в начале 1996 г. по материалам интерпретации гравитационного поля, выполненной ими ранее. Вышедшая в 1999 г. «Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000» отражает это представление в виде схемы структурно-формационного районирования: Гижигинской, Пенжинской, Центрально-Корякской и Олюторской структурно-формационных зон вплоть до деталей. Существенное различие двух схем в том, что в первой рассматриваемой схеме границы СФЗ являются глубинными разломами, во второй – в т.ч. и границами комплексов.

Приведённая на *рис. 45 «Схема...»* характеризуется стройностью соотношений сопредельных структур в их взаимном положении. Тем не менее, некоторые принципиальные вопросы не нашли своего объяснения.

Важнейшим проблемным вопросом является поведение продольных глубинных разломов как границ структурно-формационных и тектонических зон. Их конфигурация в ряде мест не может быть объяснена без принципиального иного взгляда на развитие региона. Не оспаривая правомерность выделения авторами статьи зон и их блоков, считаем возможным использовать приведённую схему для целей исследования проблемы поперечных дислокаций. Это позволит, по нашему мнению, получить дополнительные обоснования, подтверждающие правомочность концепции глыбово-клавишной структуры земной коры территории и процессов геологического развития к наращиванию окраины континента Северо-Востока Азии.

Как известно, основная роль в формировании тектоники, в т.ч. глубинной в регионе, отводится продольным северо-восточным глубинным границам-разломам, определяющим геологическую историю становления земной коры Корякско-Камчатского региона и, в частности, его северо-восточной части.

Авторы рассматриваемой статьи во всех своих исследованиях приматом тектоники считают дислокации северо-восточного, субширотного и субмеридионального плана. Роль северо-западных напряжений в развитии тектоники всячески игнорируется, даже в случае отражения её элементов на графических изображениях самих авторов.

Общеизвестно, что в геофизических полях, равно как и в литологии, вулканизме, геохимии и геодинамике, минерагении продольные элементы наиболее очевидны и сравнительно легко диагностируются. Однако тектоническое развитие подчиняется воздействию разных геодинамических направлений на вещество и структуру его локализации, которые различно отражены в разных вещественных и структурных полях и, следовательно, в их физическом выражении. В этом контексте косые и поперечные дислокации являются самыми трудными не только для диагностирования, но и для понимания.

Путь к познанию поперечных дислокаций может быть двойным: априорным и требующим отказа от господствующей парадигмы. Первый – исходит из признания существования поперечных дислокаций как условия развития. Второй – требует такого же априорного фактического материала, который убеждает в наличии поперечных дислокаций, т.е. требует отказа от единственности принятой парадигмы, и необходимости и достаточности исследования продольной зональности, которая в состоянии объяснить и направить дальнейшее изучение. Первый путь зарождается на отдельных фактах, нарушающих стройность концепции про-

дольности – и лишь в поисках причин объяснения и выделения всё большего количества таких фактов. Появляется возможность формулировки вначале идеи, потом гипотезы, потом теории.

Второй путь, являясь наиболее очевидным, имеет подавляющее большинство приверженцев, потому что даёт возможность построений убедительности и доказательности результатов. При этом сомнения, возникающие при нарушении стройности исследования игнорируются. Очевидно, что ни один из подходов не в состоянии максимально приблизиться к стройной теории, равно как и каждый в отдельности. Но в рассматриваемом контексте проблемы поперечной тектоники региона исторически развитие представлений о тектонике территории доминировало на парадигме продольности структурного плана. Наличие таких фактов, как Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций, факты северо-западных структур, данные о магнитном поле в начале исследования Камчатки и др., первоначально привели к концепции северо-западного тектонического древнего плана, на который наложился вулканический пояса. По мере накопления фактов эта точка зрения воспринималась всё менее, и основание докайнозойских структур стало приниматься как северо-восточный мезозойский план.

Рассмотрим «Схему тектонического районирования Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины» (рис. 45) с позиций концепции глыбово-клавишной структуры земной коры. При этом априори нами приняты положения:

1. Использование авторами при составлении схемы отдельных элементов тектоники гравиметрических данных и их интерпретация;
2. Градация тектонических структур и их границы в авторской интерпретации.

Эти два априорных тезиса основаны на нашем доверии к авторскому утверждению, что «... основа нашей тектонической карты, которой является сводная гравиметрическая карта, ограничивает возможности каких-либо произвольных построений». И далее «Совершенно очевидно, что и предлагаемую схему можно истолковать и по иному, однако выделенные тектонические элементы имеют место в природе» (стр. 46).

3. Система северо-западных поперечных межглыбовых разломов с элементами их положения, определенная нами в период 1974-2007 гг., как генеральная схема, с последующими уточнениями.

Эти три априорных положения исследования положены в аргументацию геолого-геофизической правомерности выделенных отдельных отрезков поперечных межглыбовых разломов. При этом схема их положения учитывает локальные разрывы и смещение отрезков по северо-восточным, субширотным и субмеридиональным направлениям более молодых разломных дислокаций.

В качестве интерпретационных признаков поперечных межглыбовых разломов нами приняты авторские элементы «Схемы...»: глубинные разломы; оси положительных магнитных аномалий, трассирующие закрытые тела офиолитовых комплексов Пенжинской и Пикасьваям-Хатырской зон; грабены; антиклинали; прочие разломы, выделенные по гравиметрическим данным. К этим признакам нами добавлены авторские: резкое изменение направления глубинных разломов; смещение простирания линий глубинных разломов и изгибы их направления; изменение размеров тектонических элементов (ширины, длины); локальность тектонических элементов и их простирание (оси антиклиналей, грабены, разломы). В

некоторых случаях привлечена информация из дополнительных источников, о чём сделана соответствующая ссылка.

Обращает на себя внимание характеристика отдельных площадей территории по мощности земной коры, определяемой расчётно по гравиметрическим данным Ю.Я. Вациловым (1982). Для крайнего северо-востока часть Центрально-Корякской (Укэляятской) тектонической зоны мощность составляет 38-40 км – это район Учхичхильского поднятия.

На «Схему тектонического районирования...» (рис. 45) вынесено геометризованное генерализованное положение поперечных межглыбовых северо-западных разломов, в т.ч. выделенных нами ранее (Яроцкий, 1974; 2007). Рассмотрим аргументацию их положения фрагментами по информации, вынесенной на рис. 45, на фоне нашей концепции блоково-клавишной и глыбово-клавишной структуры земной коры. Отметим некоторое наше разногласие с авторами.

Искусственным представляется соединение Пенжинского грабена через воды северной части Пенжинской губы с грабеном р. Парени и именование прогиба Пареньско-Пенжинским. Вне зависимости от уровня поля силы тяжести по логике авторов в него следует включить и левобережье р. Тылхой, где распространены те же отложения миоцена (причальнинская толща), что и в бассейне р. Парени. Эта толща распространена и в междуречье Парени-Тылхоя, вся площадь может быть отнесена к обширному грабену, т.е. логично в схеме авторов объединить грабен р. Парени с Гыленгинским (правильно – Гылэнганским). Отметим, что грабены рек Парени, Гылэнган и левобережья р. Тылхоя имеют северо-западное простирание (330^0), а протяжённость первого (в пределах «Карты полезных ископаемых..», 1999) – 45 км, второго – 60 км от истоков р. Куйбивеем до устья р. Тылхой.

Исключительно показательным является изображение продольного глубинного Орловско-Микинскинского разлома и его продолжение на юго-запад. Резкие – до ортогонального, повороты глубинных разломов на отрезках 10-20 км – явление невозможное в силу кинематики расколов и самой природы глубинных разломов. Совершенно очевидно, что все четыре «колена» – изгибы разлома являются следствием горизонтальных смещений и, в данном случае, по северо-западным направлениям. Такие смещения видны и в авторской рисовке в виде прочих разломов, а в бассейне рр. Парени и Тылхоя – в их грабенах северо-западного простирания. Очень сильными аргументами наличия поперечных дислокаций являются поперечные поднятия в Пареньско-Парапольском прогибе: Налгимское и Слаутное.

Показательно и прерывистое положение Удско-Мургальской островной дуги, которая повторяет изгибы главного ограничивающего Орловско-Микинскинского разлома. При этом поле комплексов дуги располагается то к северу, то к югу от линии разлома. Горизонтальное смещение дуги разное (56 и 33 км), равно как и расстояния между окраинами выходов комплексов дуги (44 и 35 км, соответственно).

Устанавливается также логическая аномалия – нарушение простирания Таловско-Майнского поднятия в виде Валижгенского локального поднятия, простирание которого ортогонально ему на северо-запад. Очевидно, что здесь сказались роль и более раннего поперечного разлома по р. Таловке.

Расположенная к югу от него Маметчинская мульда, как полагают авторы, образуется меридиональным разломом, но они отмечают, что складки в северной части мульды имеют северо-восточное простирание, а в юго-западной – северо-

западное. Эти складки возможны и в южной части Мелководнинско-Пенжинской впадины, что также отражает влияние северо-западного глубинного разлома.

На основании параллели меланжированных пород Куюльского блока и мыса Омгон на Западной Камчатке авторы приходят к мнению о возможности общего растяжения коры континентального типа для Пенжинской и Амбонско-Шелиховской антиклинорных геоструктур. Этот факт отражает интенсивность проявления поперечных разломных дислокаций в продольных тектонических структурах.

Примечательно, что группа эоценовых вулканических комплексов (манильской, катыймской, велолыкской свит), представлена в бассейне нижнего течения р. Оклан кислыми покровными фациями с углями и кислыми субвулканитами, которые образуют Чалбугчанский блок северо-западного простирания, разрывающий Удско-Мургальскую дугу и Парень-Парапольский прогиб.

Самым ярким и самым современным фактом связи тектоники и минерагении при подавляющей доминанте продольных структур является как рассматриваемая статья, так и «*Карта полезных ископаемых...*» (1999). Для последней характерно минимальное присутствие разломно-блоковой тектоники и отсутствие тектонической схемы. На мелкомасштабной «Схеме металлогенического районирования» к Карте (1999) виден разрыв в единстве тектонических и минерагенических связей: рудные районы не получили тектонического обоснования, многие из них не имеют полного завершения, а некоторые и логического объяснения с точки зрения геологического развития территории.

Обращаясь к границам СФЗ и продольных структур – глубинным разломам, мы считаем возможным объяснение их неожиданных и резких деформаций простирания влиянием поперечных дислокаций. И так как их рисовка определялась истолкованием гравитационного поля, то и наше объяснение лежит в интерпретации этих данных совместно с магнитным полем (ΔT)_a.

В нашей работе «*Закономерности размещения вулканических серных месторождений и геофизические методы при их поисках*» (1974 г.) было показано внутреннее устройство Вывенского глубинного разлома и сопряжённых с ним разломных дислокаций разных направлений. По геофизическим данным установлена, а геологическими фактами подтверждена правомочность Вывенско-Ватынского глубинного разлома в трактовке авторов статьи), как границы между Центрально-Камчатской и Олюторской СФЗ, на отрезке между р. Анапкой на юго-западе и р. Отыранваям на северо-востоке. Это отражено в дислокациях, веществе, полезных ископаемых и физических полях территории распространения вулканитов корфовской свиты миоцена (*Геологическая карта...*, 1976), диоритового интрузивного комплекса в зоне разлома, разломных дислокаций и полезных ископаемых Северо-Камчатского сероносного района (ныне Ильпинского рудного района – «*Карта полезных ископаемых...*», 1999).

Формирования тектонической структуры шовной зоны Вывенского глубинного разлома, его северо-западного надразломного грабена и юго-восточного приразломного грабена определили образование массивов рудоносных вторичных кварцитов и ряд закономерностей распределения минеральной миграционной зональности поперечных тектонических структур.

Впоследствии методика выявления однородной тектонической геоструктуры, с которой связана минерагения рудных районов, рудных узлов и рудных полей применена нами на Камчатском перешейке, на Хангынейской и Пиначевской

площадях, территории Петропавловск-Камчатской агломерации и Ходуткинской площади. Везде установлены идентичные региональные минерагенические факторы локализации рудных районов в однородных тектонических и геоструктурах, в них – узлов и полей. В дальнейшем изложении примеры получения новых геологических представлений по материалам интерпретации геофизических данных будут освещены более подробно.

Проблема проведения глубинных разломов, разграничивающих продольные СФЗ и их структуры, находят решение при признании влияния на историю развития территории поперечных дислокаций, в первую очередь, разломных. В настоящем описании маркировка поперечных разломов очевидна в той или иной мере, и аргументы маркировки получают ниже фактическое обоснование. Продолжим конкретную аргументацию с использованием как собственно «Схемы ...» (рис. 45), так и с привлечением иных данных.

Неправомерно выделение юго-западного окончания т.н. Пареньско-Пенжинского прогиба по грабену р. Парень. Грабен выполнен вулканитами эоцена, имеет северо-западное простираие от приустьевой части на 45 км и далее к СЗ трассируется по р. Хуквала (левый приток у с. Верхний Парень) ещё на 25 км в пределах территории края. В гравитационном поле отражен градиентной зоной между обширным минимумом оз. Пареньского (длиной до 20-35 км), а на юге и максимумом бассейна верховьев р. Итылхой. Градиентная зона отражает Хетчаваямский глубинный разлом (Гундобин и др., 1981г.). Здесь обширный интрузивный комплекс гранитов и гранодиоритов (K_{1-2}) с архейскими каменноугольными блоками. Массив делится СВ грабеном р. Гиллэнка – низовье р. Тылхой на две части.

Вместе с тем, эоценовый вулканический комплекс Чалбугчанского блока (по *Апрелкову и др., 1997*; Окланского – по *Алексёнову, Фирсовой, 1991*) прослеживается к ЮЗ через побережье Пенжинской губы (летник Микино) вместе с выходами причальнинской свиты (N_1), далее через устье р. Тылхой и выходит в низовьях р. Парень. Вероятно этот комплекс прослеживается и под водами Пенжинской губы, о чём говорит широтный гравитационный минимум (-20 – -26 мГл), длиной около 20 км, обрамлённый максимумом (10 мГл) протяжённостью от устья р. Шестакова до устья р. Парень.

Согласно этим аргументам, есть основание считать простираие эоценового Окланско-Пенжинского вулканического пояса под водами северного замыкания Пенжинской губы на мыс Обрывистый и в грабене р. Парень.

В таком случае Пенжинский прогиб на юго-западе получает замыкание на акватории от гирла р. Пенжины до устья р. Таловки. Здесь на его южном берегу распространена причальнинская свита (N_1) и озерные отложения квартера. Картируемые здесь образования южнинской свиты и свиты м. Астрономического (олигоцен) могут рассматриваться как продолжение эоценового комплекса Чалбугчанского блока. Их объединяет кислый состав вулканитов и бурые угли.

Ещё одним основанием юго-западного ограничения Пенжинского прогиба является полоса гравитационных максимумов (20 мГл, ширина 15-20 км) западного ограничения Маметчинской мульды. Эта полоса простирается через воды Пенжинской губы до торцового сочленения с гравитационным широтным минимумом (-20 мГл) устья рек Парени-Шестакова.

Что касается собственно грабена р. Парени, то мы рассматриваем его как элемент части межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского поперечного меж-

глыбового разлома, простирающегося на юго-восток до Олюторского залива (Яроцкий, 1976; 2007). Основанием к этому служат и данные геологических съёмок на территории листов Р-58-XXII, XIV (Гундобин и др., 1981г.). Грабен является надразломной структурой. Через него проходит Гижигинско-Ватынский трансрегиональный СЗ разлом (Структуры..., 1984).

Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс прослежен с Западной Камчатки по палеогеновым (палеоцен-эоцен) комплексам до г. Велолнык (573 м) на юге Маметчинского залива Пенжинской губы. Далее к СВ, вулканиды пояса отслеживаются по отдельным площадям в южной части Таловско-Майнского поднятия, р. Тылакрылваям, на слиянии рек Пальматкина и Ильпинвеем, в истоках рек Студеная-Слаутная. Эти участки слагают южное подбрюшье поднятия с расстояниями между их центрами около 150 км. По нашему мнению, на площади г. Велолнык Западно-Камчатская палеоцен-эоценовая часть пояса заканчивается, так как отдельные небольшие площади кислых вулканидов подбрюшья не могут претендовать на роль вулканического поля в виде его Корякского продолжения. На эту роль вполне подходят вулканиды олигоцена Уннэйваямского вулканического поля, площадь которого составляет около 3500 км. В 150 км к СВ от него расположено Гайчаваамское вулканическое поле площадью около 1800 кв.км. А в 150 км к СВ от него расположено Пальматкинское вулканическое поле с площадью в пределах Камчатского края около 600 кв.км.

Таким образом, вулканиды олигоцена Уннэйваямского, Гайчаваамского и Пальматкинского вулканических полей (вулканогенов) могут рассматриваться как самостоятельный вулканический пояс. Его протяженность около 300 км (в пределах территории края), он простирается на СВ (около 60°) и представлен тремя звеньями – вулканогенами пояса олигоценового возраста. Его ось на юго-западе пояса смещена от оси площади г. Велолнык на 50 км к юго-востоку. Это смещение произошло по северо-западному направлению, выраженному поперечным межглыбовым Парень-Таловско-Тиличикским разломом. Ещё одним признаком смещения является резкое (на треть) сужение Пусторецко-Парапольского прогиба в зоне названного разлома.

Разрыв поля и смещение его оси к ЮВ отражается в гравитационном и магнитном полях, а также в поведении границ верхнемелового и кристаллического фундаментов (Мороз, 1991). Приведенная аргументация даёт нам основание к выделению самостоятельного олигоценового Северо-Западно-Корякского вулканического пояса (СЗКВП), простирающегося вдоль юго-восточного борта Пусторецко-Парапольского прогиба. На его северо-западном борту простирается через 15-20 км (ширины прогиба) параллельная полоса трёх площадей олигоценовых вулканидов подбрюшья Таловско-Майнского поднятия. Они рассматриваются как сателлиты трёх названных крупных полей, смещены в плане к СЗ относительно центров звеньев СЗКВП на 70 км. Вулканиды ЮЗ борта Пусторецко-Парапольского прогиба и на его СЗ борту, полностью идентичны по составу, вплоть до деления на участки (западные) с андезитами и кислыми (на востоке) вулканидами. То же относится и к субвулканическому и интрузивному комплексам. Примечательно, что северные площади велолныкской свиты смещены одинаково от южных к СЗ, располагаясь на срединной оси глыб земной коры. Назовем эти северные площади сателлитов вулканогенов: у Уннэйваямского – Велолныкским, у Гайчаваамского – Нижне-Энычаваямским, у Пальматкинского – Палваямским.

Таким образом, вдоль обоих бортов Пусторецко-Парапольского прогиба можно выделить новый олигоценый вулканический пояс, который можно назвать парным, заключающим прогиб, лежащий как рифт между Пенжинской и Центрально-Корякской тектоническими зонами.

На «Схему тектонического районирования...» нами вынесено геометризованное генерализованное положение поперечных межглыбовых северо-западных разломов, в т.ч. выделенных нами ранее (Яроцкий, 1974; 2007). Рассмотрим аргументацию их положения по информации, вынесенной на рисунке 45.

Ребро (Чемурнаут) - Анапкинский Р (Ч)-Л) поперечный межглыбовый разлом. Его положение определено как барьер распространения к юго-западу вулканического миоценового комплекса (Карта полезных ископаемых..., 1999) Ветроваямского вулканогена, или в понимании автора «Схемы...» – Ватынского тектонического покрова. Согласно «Геологической карте...», (1976) этот комплекс определялся как корфская свита верхнего миоцена. Далее к СЗ, разлом фиксируется по деформации продольного Уйвеем-Пусторецкого глубинного разлома, к ЮВ – в деформации – Камчатско-Вывенского.

Парень-Таловско-Тиличикский поперечный межглыбовый разлом (П-Т-Т). Ограничивает распространение к северо-востоку Ватынского тектонического покрова (в районе г. Отыранваям) или корфской свиты миоцена согласно «Геологической карте...» (1976). Далее к СЗ проходит в разрыве и по смещению осей антиклиналей в Центрально-Корякской (Укэлятской) тектонической зоне. Далее к северо-западу через Мелководненскую впадину разлом на суше фиксируется грабеном р. Парени. На крайнем юго-востоке разлом фактически ограничивает О-К, совпадая частью с Северо-Камандорским (С-К) глубинным разломом (Объяснительная записка..., 2000).

Омолон-Каменско-Олюторский поперечный межглыбовый разлом (О-К-О). На крайнем юго-востоке ограничивает распространение к западу выходы меланократовых пород Беринговского поднятия вдоль побережья Олюторского полуострова. В среднем течении р. Пахачи в зоне разлома сильно сужается Говенско-Пахачинский (Г-П) прогиб. А ещё севернее он является фактически западным ограничением Пахачинско-Апукского (П-А) вулканического поля (вулканогена) (Карта полезных ископаемых..., 1999). В верховьях р. Вывенки, в её слиянии с правым притоком Вахавнитваям, в зоне разлома резко сужается площадь Ильпинско-Тылговаямского (И-Т) прогиба, представленного почти полным выклиниванием угленосной миоценовой молассы (классическая и медвежкинская свиты, Карта полезных ископаемых..., 1999). Далее к северу поперечный разлом фиксируется изгибом к СЗ продольного глубинного разлома – тектонической границы Пенжинской и Центрально-Корякской (Укэлятской) тектонических зон. В зоне поперечного разлома в низовьях р. Белой выклинивается юго-западный фланг Парапольского прогиба. К северу от устья р. Белой поперечный разлом подчёркивается восточной границей Чалбуганского тектонического блока (по р. Оклан).

Особо ярко проявлена зона поперечного разлома в изгибе глубинного СВ Орловско-Микинского разлома в среднем течении р. Оклан на отрезке между крупным узлом его слияния с р. Юлговаям, Бол. и Малой Чалбугчан, Лыланта и южным притоком р. Игульвием – это отрезок длиной 25 км. Сам узел гидросети и ее прямолинейный (325°) отрезок также является признаком крупной разломной структуры.

Прямым указанием на существование Парень-Таловско-Тиличического и Омолон-Каменско-Олюторского поперечных разломов является дуга Орловского отрезка Орловско-Микижского (О-М) глубинного продольного разлома между рр. Оклан и Парень. Дуга выгнута на север и выдвинута примерно на 30 км, является южной частью Удско-Мургальской дуги (У-М).

Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский поперечный разлом (О-С-А).

На юго-востоке разлом ограничивает восточный край Пахачинско-Апукского четвертичного вулканического поля (П-А). Здесь же Вывенско-Ватынский (Вв-Вт) глубинный СВ разлом, являющийся границей Центрально-Корякской (Укэляятской) (ЦК(У) и Олюторской тектонических зон, резко (почти дискордантно) меняет своё предыдущее СВ простирание (около 60-65°) на юго-восточное (около 120°). Далее к северу, в ЦК (У) тектонической зоне СЗ простирание поперечного разлома подчёркивается аналогичным простиранием Учхичхильского поднятия (Уч) и СЗ простиранием осей антиклиналей в ЦК(У) тектонической зоне.

Часть поперечного разлома совпадает с глубинным СЗ разломом, ограничивающим Учхичхильское (Уч) поднятие на востоке, к востоку от которого на СЗ простирается Куйбивеевский грабен (Кб).

Продолжение поперечного разлома на СЗ фиксируется Слаутненским поперечным поднятием (Сл) на северном окончании Пареньско-Парапольского (П-П) прогиба и прямолинейным (325°) отрезком русла р. Пенжины между её слиянием с рр. Мургаль и Черной (длиной около 60 км). Добавим, что в месте пересечения Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского разлома с изгибом Вывенско-Ватынского (Вв-Вт) продольного глубинного разлома (район г. Ледяной) произошло Корякское землетрясение (1988 г.).

Поперечный межглыбовый Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский разлом разделяет два блока с разной мощностью земной коры. На западе в поднятой глыбе Южно-Корякских мысов с мощностью 40-38 км, на востоке в опущенной глыбе Южно-Корякских бухт – 31-28 км (*Ваццолов, 1982*).

Подтверждением правомерности поперечных межглыбовых Омолон-Каменско-Олюторского и Олойско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямского разломов является дуга между ними, являющаяся границей между Пенжинской и Центрально-Корякской (Укэляятской) тектоническими зонами в районе СВ Ваежского поднятия (Вж), локализованного между ними.

Опухский поперечный межглыбовый разлом (Опх) находит подтверждение в сужении Нижне-Хатырского (Н-Хт) прогиба на его южном окончании и совпадает с отрезком южного окончания Вывенско-Ватынского продольного глубинного разлома, испытавшего в этом месте резкий, почти дискордантный поворот к югу (120°) (не вынесен – находится за пределами *рис. 45*).

Примечательным для территории между О-С-А/А и Опухским поперечными разломами, т.е. для Укэляятской тектонической зоны (Ук), является насыщенность северо-западными структурами: осями антиклиналей, границей между Ватынским тектоническим покровом и Хатырско-Иомраутским поднятием, речной сетью. Ещё одним аргументом обособления территории между названным поперечным разломом и Олойско-Слаутненско-Ачайваямским разломом является локализация на ней марганцевой минерализации (ватынская свита, кампан) –

единственной такой степени концентрации в Корякском нагорье (*Карта полезных ископаемых...*, 1999).

Вывод

Схема тектонического районирования Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины отражает очевидные отклонения в развитии продольных региональных структур территорий, которые объяснимы, если принять парадигму существования системы поперечных дислокаций в ранге межглыбовых глубинных разломов, разделяющих земную кору на глыбы на протяжении всей геологической истории территории. Схема тектонического районирования С.Е. Апрелькова, Г.И. Декиной, С.В. Попруженко насыщена аргументами выделения поперечных дислокаций, создающих глыбово-клавишную структуру земной коры и их продольно-осевых глубинных сквозькоровых разломов СЗ простирания.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕНЖИНСКОГО ПРОГИБА

2.IV.8.

Мороз Ю.Ф. «Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ» (1983).

Территория расположена на правом берегу среднего течения р. Пенжины, куда простирается юго-западное окончание Пенжинско-Анадырской складчатой зоны – от Налгимского поднятия на северо-востоке до Усть-Пенжинской впадины в устье р. Пенжины.

Тектонические элементы территории в общем виде были выделены ранее по материалам гравиметрических и геологических съёмок (*Тарасенко и др., 1969; Скуратовский, 1969*) в виде закономерно чередующихся впадин и поднятий верхний мел-кайнозойских осадочно-вулканогенных образований. Локальные структуры разграничены тектоническими нарушениями северо-западного простирания и объединены в общей геоструктуре Пенжинского прогиба. С ним автор статьи связывает оперяющие северо-западные тектонические осложнения.

В геоэлектрическом разрезе по материалам ВЭЗ и МТЗ выделено три горизонта: четвертичные рыхлые и осадочные, верхнемеловые – кайнозойские осадочно-вулканогенные и палеозойские образования (начиная с нижнего мела и ниже). Построена структурная карта по кровле нижнего мела, являющегося опорным геоэлектрическим горизонтом высокого сопротивления (*рис. 46*). По результатам интерпретации электроразведочных данных определены мощности осадочно-вулканогенного верхнего мел-кайнозойского разреза в геотектонических элементах Пенжинского прогиба.

Исторически справедливым будет сказать, что продольную структуру прогиба определил ранее впервые С.П. Скуратовский по данным геологической съёмки масштаба 1:200 000 (*1969г.*). Одновременно с публикацией Ю.Ф. Мороза результаты исследования Пенжинского прогиба геофизическими методами, появилась статья Б.Н. Филимонова, рассматриваемая в настоящей монографии далее.

Комментарий

Изображённый на *рис. 46* отрезок Пенжинского прогиба имеет длину около 160 км (масштаб изображения около 1: 1500000). Это даёт следующий ряд разме-

ров чередующихся поднятий и впадин (с северо-востока на юго-запад): 30, 15, 65, 10, 25, 30 км. Учитывая региональный характер геофизических съёмок, при которых принята практика сглаживания хода изолиний, можно считать, что ряд отражает симметрию подобия в распределении разграничительных разломных линий предположительно северо-западного простирания. Такой ряд установлен на территории Северо-Камчатского сероносного района (Ильпинского), расположенного к юго-востоку от рассматриваемого (Яроцкий, 1974, 1976

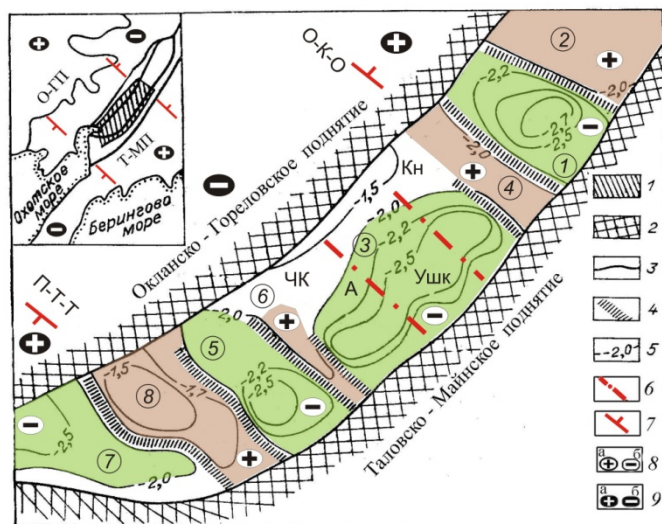


Рис. 46. Структурная карта поверхности опорного геоэлектрического горизонта Пенжинского прогиба (нижнемеловой комплекс пород) и его внутреннего строения (Мороз, 1983; с изменениями и дополнениями).

1 – изученная МТЗ площадь прогиба; 2 – выходы пород мезозойского фундамента на бортах прогиба, ограниченного продольными разломами; 3 – границы Пенжинского прогиба; О-Г-П – Окланско-Гореловское поднятие, Т-М-П – Таловско-Майницкое поднятие; 4 – тектонические осложнения; 5 – изолинии глубин. Тектонические зоны и их структуры: А – Пенжинский прогиб.

Поперечные поднятия: 2 – Налгимское, 4 – Слаутненское. Локальные впадины (Мороз, 1983): 1 – Чернореченская, 3 – Кондыревская, 5 – Окланская, 7 – Усть-Пенжинская. Локальные поднятия: 6 – Гильминское, 8 – Первореченское. Локальные структуры в Кондыревской впадине (Яроцкий, 1984): Кн – Кондыревская впадина, Ушк – Ушканьинское поднятие, ЧК – впадина Чёрный Кул.

Дополнения: 6 – вероятные разломы в Кондыревской впадине; 7 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличкский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский; 8 – локальные поднятия (а) и впадины (б) прогиба; 9 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Симметрия подобия установлена в распределении т.н. субалеутских поперечных внутриглыбовых разломов, простирающихся к северо-западу и юго-востоку. Строго говоря, приведённые на рис. 46 «тектонические осложнения» являются границами системы ряда последовательных линейных блоков, ориентированных на северо-запад и простирающихся в мезозойды Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и даже (!) комплексы его основания. Блоки внутри глыб составляют чередование линейных разноамплитудных грабенов и горстов, простирающихся в том же направлении, что и глыбы. Вкрест простирания глыб на северо-восток, блоки являются частями звеньев продольных структур северо-восточного простирания, в данном случае – Пенжинского прогиба. Такое же продолжение существует и на юго-восток, что находит отражение в геофизических полях и элементах геологии северо-востока Корякско-Камчатского региона в Центрально-Камчатской и Олюторской структурно-формационных зонах.

Выводы

1. Подтверждена внутренняя блоково-клавишная структура мезозойского фундамента, унаследованная чехлом Пенжинского прогиба.

2. Блоково-клавишная структура прогиба является аналогом надразломного грабена зоны СВ Вывенского глубинного разлома Ветроваямского вулканогена в Олюторской СФЗ.

2.IV.9.

Один из ярких аспектов поперечных дислокаций приведён в статье **Филимонова Б.Н. и др., «Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканических зон по гравиметрическим данным» (1984).**

Рассмотрены геологические результаты интерпретации гравиметрических и аэромагнитных съёмок территории от полуострова мыс Елистратова до 68° с.ш. в интервале 162°-174° в.д. Статья Ю.Ф. Мороза (1983) автором не рассматривается.

На северо-западе территории охвачена часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, представленной Эвенской вулканической зоной, и Пенжинско-Анадырская складчатая зона с включением Мургальского и Таловско-Майнского антиклинориев, заключающих Пенжинский прогиб. Самым интересным элементом интерпретации являются кайнозойские впадины и прогибы и их крупнейшие мульды, четковидной цепью простирающиеся от р. Парень на СВ до слияния рек Майни и Анадыря (рис.47).

Продольные структуры выражены полосами гравитационных положительных остаточных аномалий (наблюдённое поле в статье не фигурирует ввиду его секретного грифа в годы Советской власти). Аномалии отражают отдельные блоки, слагающие антиклинории. Блоки представлены интрузивными массивами и тектоническими телами. Положительные гравитационные эффекты объясняются плотностью пород, интрузивами основного и ультраосновного состава и вулканами раннемелового возраста. Такая интерпретация согласуется с материалами аэромагнитной съёмки.

К северо-западу от Мургальского антиклинория, отделённого от Пенжинской зоны Орловско-Каменским глубинным разломом, выделяется Пенжинско-Мечкёревская полоса аномалий Эвенской вулканической зоны, представленная контурами аномалий с пережимами, локализирующими полосу в виде локальных аномалий, вытянутых в северо-восточном направлении.

В зоне Пенжинского прогиба выделена цепочка локальных впадин и прогибов, разделённых мульдами и поднятиями. Ориентировка цепи впадин – северо-восточная, осевых линий впадин – ортогональная и диагональная. В Пенжинской губе выделены широтные и меридиональные впадины. Природа выделенных впадин и прогибов авторами не раскрывается.

Комментарий

Статья относится к начальному периоду изучения глубинного строения территории с использованием данных мелкомасштабной (1:1000000) гравиметрической съёмки. Основные геологические результаты нашли подтверждение в последующих более детальных исследованиях. Вместе с тем, в 1969 г. была опубликована статья *Скуратовского С.П. (1969 г.)*, в которой показано блоковое строение основания Пенжинского прогиба в виде закономерно чередующихся впадин и поднятий (*Поперечные дислокации...*, 2007). Настоящая статья интересна тем, что цепь чередующихся впадин и поднятий Пенжинского прогиба простирается далее на северо-востоке уже в пределах Анадырского прогиба, являющегося про-

должением этой региональной структуры, образующей в совокупности своеобразное юго-восточное подбрюшье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

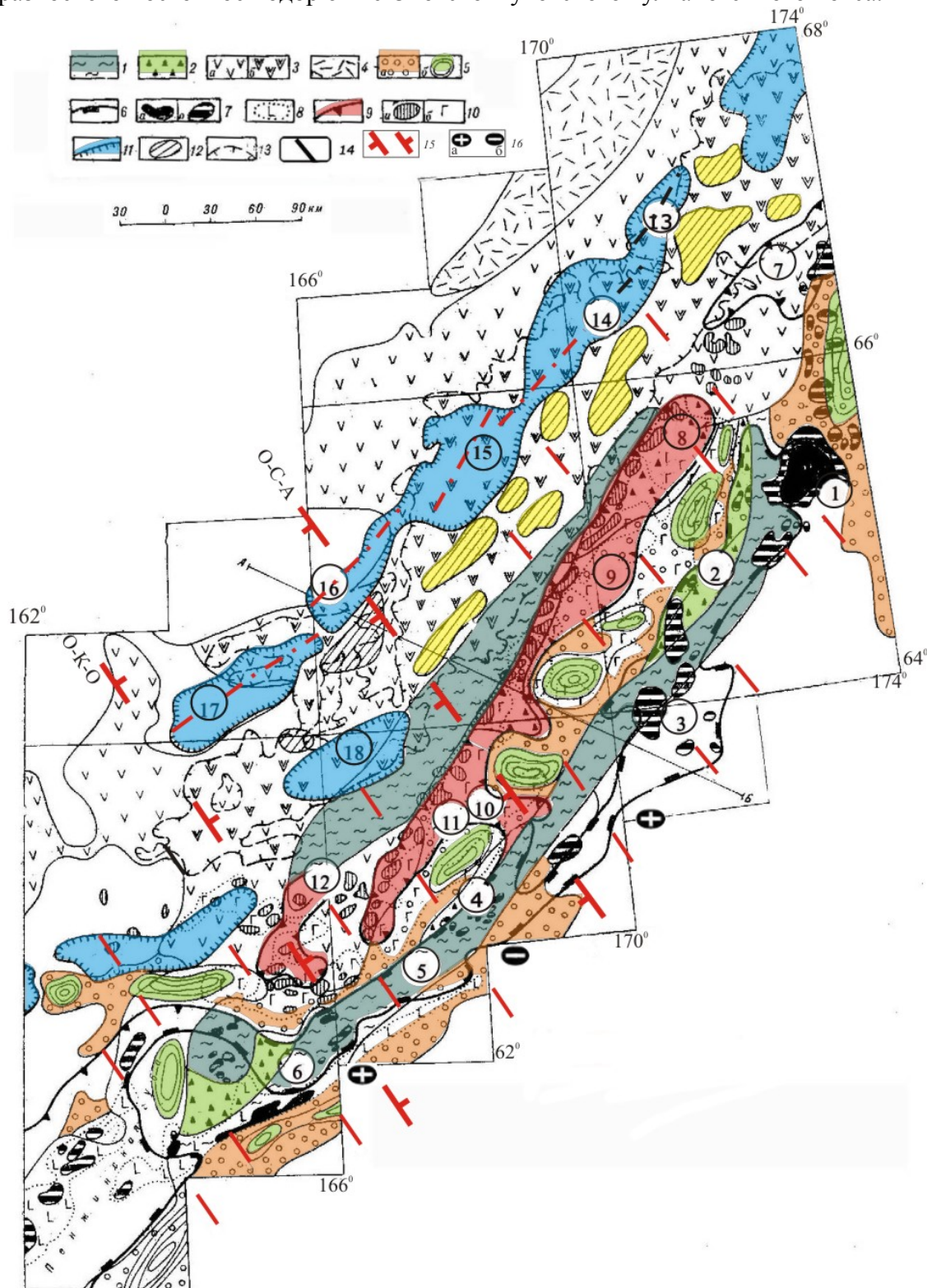


Рис. 47. Схема геологической интерпретации гравитационного и магнитного полей (Филимонов, Попов, Редькина, Романова, 1984; с дополнениями).

Пенжино-Анадырская складчатая зона:

1 – раннемеловые терригенные и вулканогенно-осадочные образования Таловско-Майнинского поднятия и Мургалевского антиклинория; 2 – позднемеловые терригенные отложения Пенжинского прогиба; Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 3 – немагнитные (а) и магнитные (б) образования андезитовой формации Эвенской вулканической зоны, 4 – Чаунская вулканическая зона; 5 – кайнозойские впадины и прогибы (а) и их крупнейшие мульды, установленные по гравиметрическим данным (б);

Зона Таловско-Майнинского глубинного разлома:

6 – контуры распространения пород габбро-перидотитовой формации по гравиметрическим данным; 7 – интрузии гипербазитов и базитов, закартированные на дневной поверхности (а) и предполагаемые скрытые (б) по магнитометрическим данным; 8 – погребённые магнитные вулканы, преимущественно основного состава; зона Оклан-Гореловского глубинного разлома:

9 – контуры распространения пород спилит-кератофировой формации по гравиметрическим данным; 10 – магнитные скрытые интрузивные (а) и вулканогенные (б) образования среднего и основного состава; зона Пенжино-Мечкерёвского глубинного разлома; 11 – контуры распространения пород габбро-гранодиоритовой формации по гравиметрическим данным; 12 – вулканогенные малоплотные породы в составе андезитовой формации; 13 – границы магнитных образований андезитовой формации.

Аномалии Таловско-Майнинской зоны: 1 – Усть-Бельская, 2 – Майнская, 3 – Ваежская, 4 – Пальмакинская, 5 – Белореченская, 6 – Понтонейская. Аномалии Оклан-Гореловской зоны: 7 – Юрумкувеевская, 8 – Гореловская, 9 – Щучья, 10 – Бурная, 11 – Кондыревская, 12 – Чалбугчанская. Аномалии Пенжино-Мечкерёвской зоны: 13 – Останцовая, 14 – Мечкерёвская, 15 – Ламуткинская, 16 – Травкинская, 17 – Верхне-Пенжинская, 18 – Хиузная.

Примечание. Аномалии: Таловско-Майнинской зоны – 1-6; Оклан-Гореловской зоны – 7-12; Пенжинско-Маркеловской зоны – 13-18.

Дополнения: 14 – поперечные внутриглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления; 15 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые) разломы: О-К-О – Омолон-Каменско-Олиторский,

О-С-А – Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский; 16 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Впадины и мульды поднятия Пенжинско-Анадырского прогиба сформированы на соответствующей конфигурации мезозойского фундамента. В 1983 г. блоковое строение фундамента прогиба подтвердил Ю.Ф. Мороз материалами интерпретации МТЗ. Интересным фактом является выделение авторами рассматриваемой статьи двух аномалий, связываемых с впадинами ортогональной ориентировки в акватории Пенжинской губы.

Как видно из *рис. 47* размеры впадин близки по простиранию. Примерно одинаковы и расстояния между аномалиями впадин, интерпретируемых поднятиями. Поднятия выделяются в виде промежутков, подчёркиваются поведением контуров аномалиеобразующих скрытых объектов по обе стороны Пенжинского прогиба. Линии раздела чередующихся впадин и поднятий прогиба простираются на северо-запад и подчёркиваются разделением положительной магнитной северо-восточной полосы нескрытых габбро-диоритов на локальные аномалии: Останцовую, Мачкерёвскую, Ламутскую, Травкинскую, Верхне-Пенжинскую. С противоположной стороны – на юго-восточном ограничении Пенжинского прогиба, эти северо-западные линии раздела подчёркиваются гнездовым расположением магнитных аномалий интрузий гипербазитов и базитов. Протяжённость аномалий впадин в прогибе составляет 35-50 км, разделяющих их мульд-поднятий – 24-35 км. Заметим, что эти размеры характерны и для территории Северо-Камчатского сероносного района, расположенного примерно в 130 км к югу от южной рамки рисунка рассматриваемой территории. Система северо-западных нарушений в верхних структурных этажах (миоценовый вулканический и вулканогенно-осадочный комплексы) района создала протяжённые полосы чередующихся параллельных поднятий и опущенных блоков, образовавших линейные грабены и горсты с разноамплитудными внутренними блоками. В отдельных поднятых блоках линейных горстов на поверхность выведены рудоносные вторичные кварциты (*Яроцкий, 1974, 1976*).

Следует отметить, что юго-западной границей Пенжинского прогиба является, видимо, зона поперечного Омолон-Каменско-Олюторского поперечного глубинного разлома, а впадины в водах Пенжинской губы являются реликтами её выровненной части в условиях тектонического поднятия глыбы. Интересно отметить и наличие впадин уже к юго-востоку от меридиональной впадины губы – в бассейнах рек полуострова мыса Угольного: Ралвиниваям, Алькаваям, Рэваям и далее к северо-востоку за пределами рисунка.

Закономерность подобия расстояний нарушена в южном окончании Пенжинского прогиба, где размеры чередующихся впадин резко увеличивается от 24-35 км до 120 км. На этом отрезке прогиба происходит резкое сужение ширины прогиба между ограничивающими её северо-восточными разломами: от 68-75 км до 20-24 км. В южной части перерыва фиксируется ортогональный контур Чалбугчанской аномалии Оклан-Гореловской зоны глубинного разлома с цепочкой аномалий – интрузий среднего и основного состава. Этот разрыв, может быть, подчеркнут и юго-западным ограничением аномалий габбро-диоритов Пенжинско-Мечкерёвской зоны.

По совокупным данным зона разрыва полосы впадин и мульд-поднятий Пенжинского прогиба обязана поперечному Омолон-Каменско-Олюторскому глубинному разлому, простирающемуся по линии северо-западного (юго-восточного) простираения от среднего течения р. Омолон через долину р. Оклан, близ посёлка Каменского, в 10 км к востоку от него и далее к ЮВ на западный берег полуострова Олюторского.

Рассматривая статью Филимонова Б.Н. с соавторами в сравнении со статьёй Ю.Ф. Мороза (1983, см. ранее), приходим к выводу о том, что геологическая эффективность гравиметрической даже мелкомасштабной съёмки достаточно высокая относительно дорогостоящих электроразведочных работ в условиях геоструктур, подобных Пенжинскому прогибу.

Выводы

1. Продольное строение Пенжинского прогиба отражает блоковое строение его мезозойского основания, представленного закономерным чередованием впадин и мульд с поднятиями. Блоки созданы разломами диагональной сети трещиноватости.

2. В юго-западной части Пенжинского прогиба устанавливается зона поперечного глубинного межглыбового Омолон-Каменско-Олюторского разлома.

3. Изучение подобных геоструктур эффективно относительно дешёвыми гравитационными съёмками в наземном исполнении.

КНИГА 3

**ГЛЫБОВО-КЛАВИШНАЯ
СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ
ОКРАИН КОНТИНЕНТА АЗИИ
И ПРОЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ
РЕСУРСНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ
ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ
ЛИТОСФЕРЫ**

ТЕКТОНИКА И ГЕОСТРУКТУРЫ КАМЧАТКИ В КОНЦЕПЦИИ ГЛЫБОВО-КЛАВИШНОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наиболее последовательно аспекты глубинного строения Камчатки представлены в описании результатов интерпретации данных региональной электроразведки: магнитотеллурического зондирования, главным образом, и электрического зондирования (на постоянном токе). В ряде случаев их интерпретация сопоставляется с результатами сейсморазведки. Первые публикации о результатах МТЗ на Камчатке являются началом систематических знаний о тектонике и геоструктурах. Фактический материал его работ ещё долго будет служить источником получения новых геофизических данных, примером чему являются две статьи Ю.Ф. Мороза, посвящённые одному из важнейших аспектов тектоники Камчатки: районированию разреза мезокайнозойского чехла по форме и распределению кривых МТЗ. Одна статья относится к 1986 г., вторая – к 2008. Появление новых интерпретационных возможностей у автора позволяет уточнить ряд аспектов полученных ранее результатов, вместе с тем, это и получение новых знаний.

Территории исследуются методом МТЗ по относительно редкой сети, и часто являются объектами других исследователей, цитирующих выводы Ю.Ф. Мороза. Есть один аспект неизменной ценности полученных в 80-90-х годах XX века фактических данных. За предшествующее время получены геологические карты полистных съёмок масштаба 1:200000, того же масштаба аэромагнитная и гравиметрическая съёмки, также детальные (м-бов 1:50000 – 1:20000) аэрогеофизические съёмки. Этот аспект расширяет круг интересов геофизиков и геологов и ещё долго будет движущей силой познания. Материалы опубликованных региональных работ содержат ряд аспектов исследуемой нами поперечной тектоники, как фактические, так и интерпретационные данные.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОСТРУКТУРЫ КАМЧАТКИ И ИХ ГЛУБИННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

3.V.1.

Одной из немногочисленных работ о строении земной коры Камчатки, не потерявшей исторической актуальности и в настоящее время, является статья *Павлова Ю.А. и Юнова А.Ю. "О мощности земной коры на Камчатке" (1970).*

Карта мощности земной коры построена методом стандартных колонок, который апробирован успешно для Японских островов, что стало основанием применения его и для Камчатки. Используются данные гравиметрической съёмки

мелкого масштаба. Северной границей территории является широта пос. Корф (рис. 48).

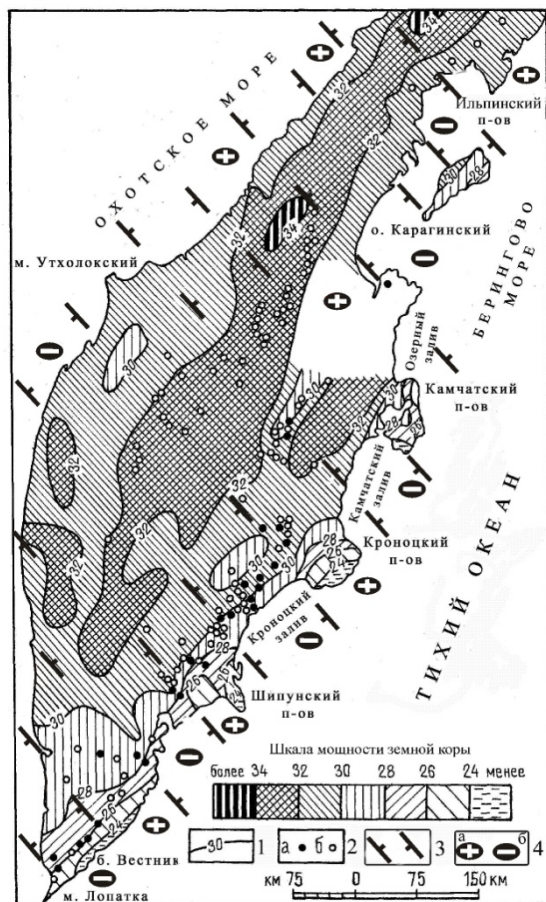


Рис. 48. Карта мощности земной коры Камчатки (Павлов, Юнов, 1970; с дополнениями).

1 – изолинии мощности земной коры, 2 – вулканы (а – действующие, б – потухшие).

Дополнения: 3 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Мощность коры Камчатки изменяется от 24 до 34 км. Для восточной и южной частей Камчатки характерны значения 24-30 км при наиболее резких градиентах изменения мощности. Минимальные значения мощности характерны для Восточных полуостровов (менее 28 км) с резким градиентом на их окончаниях до 26-24 км. К западу мощность возрастает, достигая в центральной части полуострова 32-34 км – эта мощность сохраняется в северо-восточном направлении до северной границы территории с двумя локаль-

ными максимумами (более 34 км): на окончании Срединного хребта Камчатки и к северу от 60° с.ш.

В общем виде земная кора Камчатки имеет ярко выраженный и геоструктурный и тектонический северо-восточный план с локальными осложнениями. Осложнения проявлены в виде локальных выступов и прогибов подошвы коры, резких локальных изменений северо-восточного простирання изоглубин подошвы коры вплоть до северо-западного.

Под горными сооружениями Восточных полуостровов устанавливается подъём подошвы коры, что говорит об отсутствии под ними "корней" и нарушении изостазии. Под Срединным хребтом и, частично, под хребтами Кумроч и Тумрок намечается появление таких "корней", но всё же мощность коры недостаточна для изостатического равновесия. Наибольшее изостатическое равновесие кора имеет на северо-востоке Срединного хребта.

Поперечная зональность хорошо выражена в строении коры особенно для Восточных полуостровов и в районах зон поперечных разломов: Начикинско-Петропавловской, Крутогоровской, Большерецкой и Паланской, что расценивается как свидетельство значительной глубины разломов "... по крайней мере, не меньшей, чем мощность земной коры" (стр. 196).

Намечается зависимость между пространственным положением вулканов: потухшие – приурочены к максимуму мощности земной коры, Ключевская группа – к подъёму подошвы коры. С окончания на севере полуострова Срединного вул-

канического хребта и Восточного хребта к северо-востоку мощность коры возрастает. Сравнение мощности коры с альпийскими горными системами юга СССР показывает вдвое меньшую мощность на Камчатке, которая, тем не менее, разделяет две области ещё более пониженной мощности: Охотоморскую и Тихоокеанскую, что рассматривается как глубинные особенности альпинотипного тектогенеза этих областей.

Комментарий

Схема соотношений различных частей Камчатки по мощности земной коры свидетельствует о двух направлениях зональности в изменении значений глубины залегания её подошвы. При наличии отчётливого простирания северо-восточного плана и максимальной мощности под Срединным хребтом, в нём видны локальные участки изменения мощности на 2-4 км. По северо-западному направлению видны "раздувы" ширины зоны по изолинии 32 км против Кроноцкого залива, Кроноцкого полуострова, Камчатского залива, что примерно в 1,5 раза больше чем к югу территории. Обращает внимание и резкое сокращение мощности к югу от называемой авторами Ичинско-Петропавловской зоны разлома, косвенно подтверждающие существование этого разлома.

Самым ярким отражением особенностей поведения подошвы коры являются Восточные полуострова, чётко очерченные изолинией 28 км – на Шипунском и Кроноцком, и 30 км – на Камчатском. Локальные аномалии 30, 32 и 34 км укладываются в систему северо-западных поперечных разломов и приурочены: к опущенным глыбам Кроноцкого и Авачинского заливов, в поднятых – Шипунского и Озерного полуостровов. В этом отношении существенным является мнение авторов об отсутствии "корней гор" под основными хребтами Камчатки – как свидетельство сильного нарушения изостазии фактически для всей Камчатки. Лишь, видимо, кора перешейка находится в наиболее полном равновесии в регионе, но и здесь полной изостазии не устанавливается. О нарушении равновесия в регионе есть и более поздние публикации (*Павлов, Семакин, 1973*).

В рассматриваемом нами контексте глыбово-клавишной структуры земной коры важными являются два мнения авторов рассматриваемой работы – отсутствие изостатического равновесия в разрезе коры; тесная взаимосвязь между геологическим строением верхнего структурного комплекса и мощностью коры.

Выводы

1. В распределении мощности земной коры очевидны признаки влияния поперечных северо-западных разломов на формирование как общего плана, так и её локальных аномалий – выступов и прогибов её подошвы.

2. Наиболее неуравновешенной корой характеризуется собственно полуостров Камчатка, а наиболее её уравновешенной частью – территория Камчатского перешейка.

3. Изостатическая неуравновешенность коры приводит к субвертикальным движениям глыб клавишной структуры, наиболее ярко выраженным для южных окончаний глыб Авачинского и Кроноцкого заливов, Шипунского, Кроноцкого и Озерного полуостровов, находящихся под непосредственным влиянием геодинамических сил в современном сочленении континента и океана.

3.V.2.

Мороз Ю.Ф. в статье «Метод электроразведки в региональных исследованиях Камчатки» (1976) приводит данные о территории междуречья Хайрюзовой - Лесной на площади от западного морского побережья до отрогов Срединного хребта. Это первые сведения о глубинном строении и тектоническом районировании нефтегазоперспективных земель Западной Камчатки по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

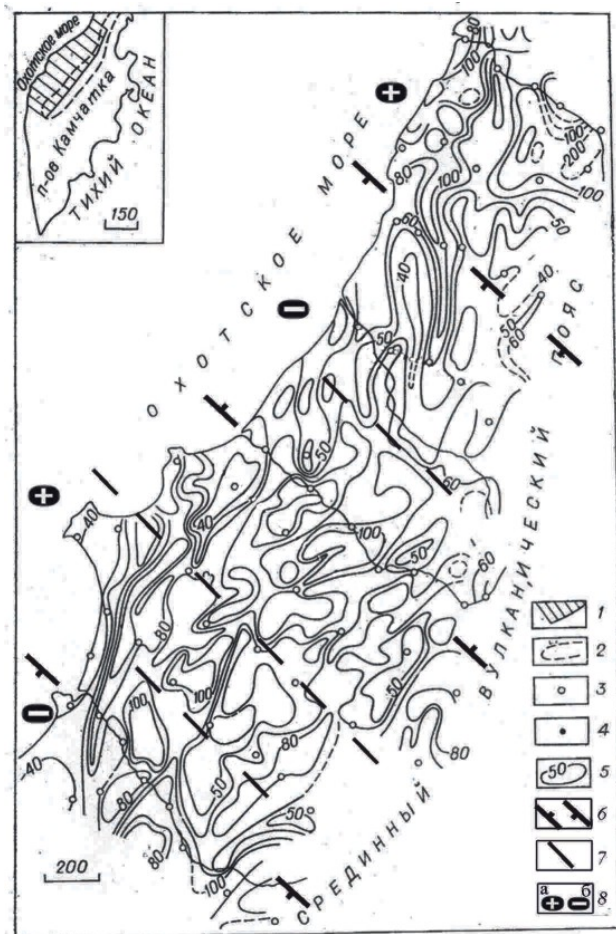


Рис. 49. Карта средней напряжённости теллурического поля Западной Камчатки (Мороз, 1976; с дополнениями).

1 – площадь, изученная съёмкой ТТ, МТЗ, ВЭЗ; 2 – граница вулканического пояса; 3 – совмещённые пункты МТЗ и ВЭЗ; 4 – пункты ВЭЗ; 5 – изолинии поля ТТ в усл. ед.

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 7 – разломы глыбовые внутрикоровые, предполагаемые по геофизическим данным; 8 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Карта средней напряжённости теллурического поля несёт информацию о распределении кайнозойских осадков и свидетельствует о складчато-блоковом строении территории. Области повышенного значения поля соответствуют наиболее крупным поднятиям докайнозойского основания, а наиболее интенсивные локальные аномалии характеризуют крупные горстовые поднятия с выходами основания на поверхность. Большинство аномалий поля отражает складчатость основания и вышележащих слоёв, но очевидно и наличие градиентных границ.

Согласно структурным построениям (рис.50) на территории выделены структуры I порядка и осложняющие их структурные элементы. По высоким аномальным градиентным линиям проводимости (рис. 49) в надпорных отложениях выделены нарушения, как осложнения, ограничивающие структурные элементы. Автор пишет, что «Тектонические осложнения наряду с СВ простиранием, согласующимся с простиранием прогиба, часто имеют поперечную ориентировку. Наиболее крупные из них ограничивают Кинкильское и Тигильское глыбовые поднятия. Широкая сеть тектонических осложнений определяет блоковое строение Западной Камчатки» (стр. 68).

Комментарий

Автор утверждает складчато-блоковую тектонику докайнозойского разреза. Примечательный акцент автора на изометричную форму аномалий поля, что вместе с первым утверждением характеризует блоковую структуру разреза. Структурная карта поверхности докайнозойского фундамента очевидно отражает это положение.

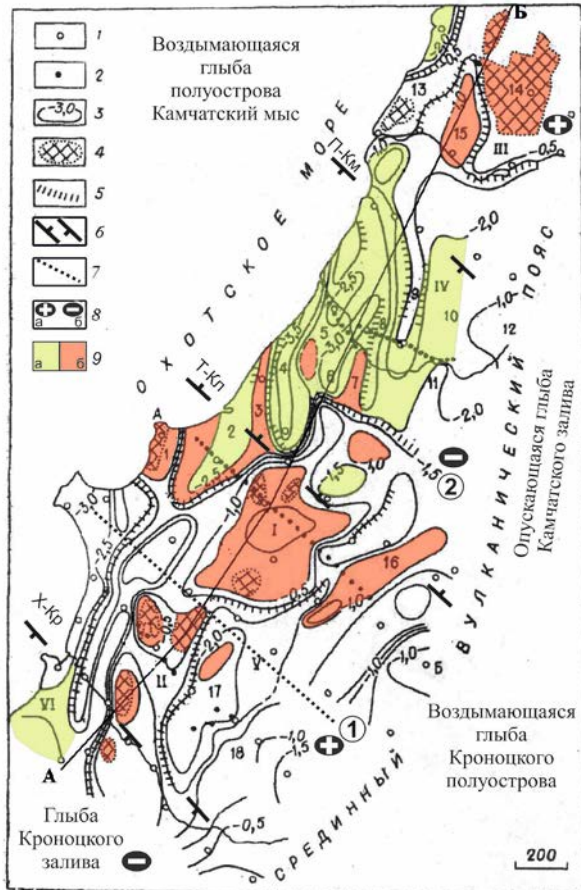


Рис. 50. Структурная карта поверхности опорного электрического горизонта Западной Камчатки (докайнозойское основание) (Мороз, 1976; с дополнениями).

1 – пункты МТЗ, ВЭЗ; 2 – пункты ВЭЗ; 3 – изогипсы опорного электрического горизонта; 4 – выходы пород верхнемелового комплекса; 5 – тектонические осложнения.

Структурные элементы 1 – го порядка: I – Тигильское глыбовое поднятие, II – Хайрюзовская складчато-глыбовая зона, III – Кинкильское глыбовое поднятие, IV – Амино-Воямпольская зона погружений, V – Текловая зона погружений; VI – Ичинский прогиб.

Структурные элементы 2 – го порядка: Поднятия: 1 – Омгонское, 3 – Хромовско-Гаванское; 5 – Воямпольское; 7 – Атьвайское; 9 – Качалыинское; 11 – Кутино-Мутновское; 12 – Кахтанское; 13 – Усть-Паланское; 14 – Лесновское; 16 – Калгаучское; 17 – Кекукское. Впадины: 2 – Кулькинская; 4 – Кипинская; 6 – Тальниковская; 8 – Ургынская; 10 – Кутинская; 15 – Тевинская; 17 – Кетепанская.

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: X-Кр – Хайрюзовско-Кроноцкий, Т-Кл – Тигильско-Ключевской; П-Кн – Паланско-Командорский; 7 – осевая продольная линия

– глыбы Кроноцкого полуострова (1), Гижигинского поднятия (2); 8 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); А-Б – линия гипотетического разреза; 9 – впадины (а) и поднятия (б); вероятные внутриглыбовые разломы: (2) глыбы Камчатского залива.

Очевидна северо-западная граница по долине р. Тигиль. К северо-востоку от неё глубина основания погружена на 2,5-3,5 км, против 1-0,5 км к юго-западу. К тому же, в междуречье Тигиля-Напаны фундамент выходит в блоках на поверхность. Эта часть территории заключена между двумя межглыбовыми разломами и расположена на северо-западе выделяемой нами воздымающейся глыбы коры Кроноцкого полуострова.

К северо-востоку от Тигильско-Ключевского межглыбового разлома располагается опущенная (2-5 км) часть фундамента опущенной глыбы коры Камчатского залива. Её северо-восточная граница хорошо выражена в аномалиях поля и в изогипсах поверхности опорного горизонта, является фрагментом Паланско-Командорского поперечного межглыбового разлома. Оба разлома заключают залив Охотского моря на северо-западном окончании опущенной глыбы Камчатского залива Восточной Камчатки.

К северу от Паланско-Командорского разлома глубина основания резко уменьшается (до 0,5 км) и на поверхности картируются его выходы на юге Лесновского выступа.

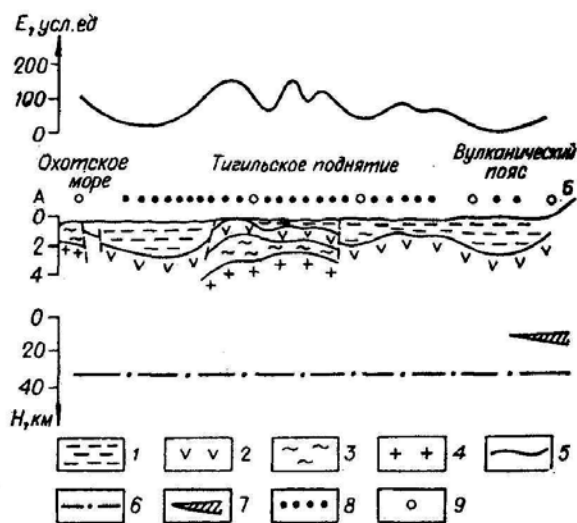


Рис. 51. Геоэлектрический разрез по профилю АБ (Мороз, 1976; с дополнениями).

1 – кайнозойские осадки; 2 – кремнисто-вулканогенная толща верхнего мела; 3 – терригенная толща верхнего мела; 4 – нижний опорный электрический горизонт; 5 – график Еср поля ТТ; 6,7 – проводящие слои в земной коре, верхней мантии; 8 – пункты ВЭЗ; 9 – пункты МТЗ – ВЭЗ.

На территории усматривается череда поднятых и опущенных площадей фундамента. Это хорошо видно на гипотетическом разрезе по линии А-Б на *рис. 51*,

проходящем вкрест простирания глыб-клавиш. На крайнем юго-западе часть опущенной глыбы в междуречье Хайрюзовой-Тигиля – это северо-западное окончание воздымающейся глыбы Кроноцкого полуострова.

Целесообразно конкретизировать положение северо-западного окончания Паланско-Командорского разлома. На карте *рис. 50* аномальное поведение изогипс приурочено к площади междуречья Кахтана – Палана. Более точное определение положения аномалии – приуроченность её осевой линии к долине р. Пятибратской.

Согласно «Карте полезных ископаемых...» (1999) именно долина р. Пятибратской является границей между различными геологическими таксонами. К северо-востоку от неё на поверхности распространён крупный массив эоценового вулканического комплекса основного состава. Этот комплекс полностью отсутствуют к юго-западу от долины. Там распространены более молодые миоценовые осадочные отложения ильинской, какертской и этолонской свит (*Геологическая карта..., 1976*), полностью выполняющих разрез опущенной глыбы Кроноцкого залива. Таким образом, именно в отложениях поверхности долина р. Пятибратской является очевидной поперечной тектонической границей, имеющей северо-западное простирание.

В гравиметрическом поле поперечная граница отражена ступенью поля шириной 3-5 км протяжённостью от берега на юго-восток на 20 км. Ступень далее продолжается в виде своеобразного структурного носа отрицательных изоаномал ещё на 30 км. И далее трассируется локальными минимумами с северо-западными осевыми линиями на долину р. Хайлюли.

В заключение комментария скажем, что Мороз Ю.Ф. квалифицированно определил уже в начале исследований слоисто-блоковую тектонику территории, отражённую в теллурическом поле. Вместе с тем, эта концепция не была развёрнута в систему, что произошло, по нашему мнению, из-за ограниченности территории исследования.

Выводы

1. Карта средней напряжённости теллурического поля территории между речья Хайрюзово-Палана имеет отчётливые элементы северо-западной ориентировки, отражающие её структурные элементы.

2. Структурная карта подтверждает наличие системы поперечных дислокаций северо-западного простирания, в т.ч. поперечных межглыбовых разломов.

3. На территории выделяются фрагменты поперечных межглыбовых разломов: Хайрюзовско-Кроноцкого, Тигильско-Ключевского, Паланско (Пятибратско)-Командорского.

4. Поперечные межглыбовые разломы разделяют (с юго-запада на северо-восток): опущенную глыбу Кроноцкого залива, поднятую глыбу Кроноцкого полуострова, опущенную глыбу Камчатского залива, поднятую глыбу полуострова Камчатский Мыс.

3.V.3.

Статья *Мороза Ю.Ф. «Методика и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки» (1981)* является продолжением решения структурных задач, начатым автором ранее (*Мороз, 1975*). На *рис. 52* приведена сводная схема результатов региональных съёмок теллурических токов, магнито-теллурических зондирований и вертикальных электрических зондирований на постоянном токе. Показана детализация этими методами по изучению между речья Аманина-Воямполка.

Региональными работами Западно-Камчатский прогиб изучен на площади около 60 тыс. кв. км. Разломами северо-восточного и северо-западного простирания ограничены: Тигильское глыбовое поднятие, Хайрюзовская складчато-блоковая зона, Кинкильская зона поднятий, Пусторецкая впадина, Аманино-Воямпольская и Текловаямская зона погружения, Ичинский прогиб.

Комментарий

Заметим, что западное обрамление Ильпинско-Литкинского прогиба представлено Восточно-Камчатским антиклинорием, который автор со ссылкой на *«Геологию СССР, Том 31. Камчатка ...» (1964)*, трассирует на п-ов Тайгонос т.е. на северо-запад. Эта ссылка является ошибочной, так как структуры антиклинория имеют СВ простирание и СВ прогиб не режет их.

В строении Ильпинско-Литкинского прогиба устанавливается чередование локальных структур (с юго-запада на северо-восток): поднятие Хайлюлинское (глубина докайнозойского основания 2 км) – Безымянная впадина (глубина 2,5 км) – поднятие Тымлатское (глубина 1 км) – впадина Кичигинская (глубина 2,5-3,0 км) – поднятие Ильпинское (глубина менее 2,0 км) – впадина Вывенская (глубина около 3,5 км). Это ряд закономерно чередующихся впадин и поднятий отражён симметрией подобия. Структура в грабенообразном Ильпинско-Литкинском прогибе разделена северо-западными разломами на блоки. При этом Хайлюлинское поднятие является центральной частью поднятой глыбы земной коры мыса Озерного. Последовательность чередующихся блоков хорошо просматривается на гипотетическом разрезе по линии А – Б – В.

Описывается структурный план Ильпинско-Литкинского прогиба, выделенного на северо-востоке территории. Прогиб по высокоградиентной линии поля ТТ

ограничен на северо-западе субрегиональным северо-восточным разломом региона с неопределённым юго-восточным бортом.

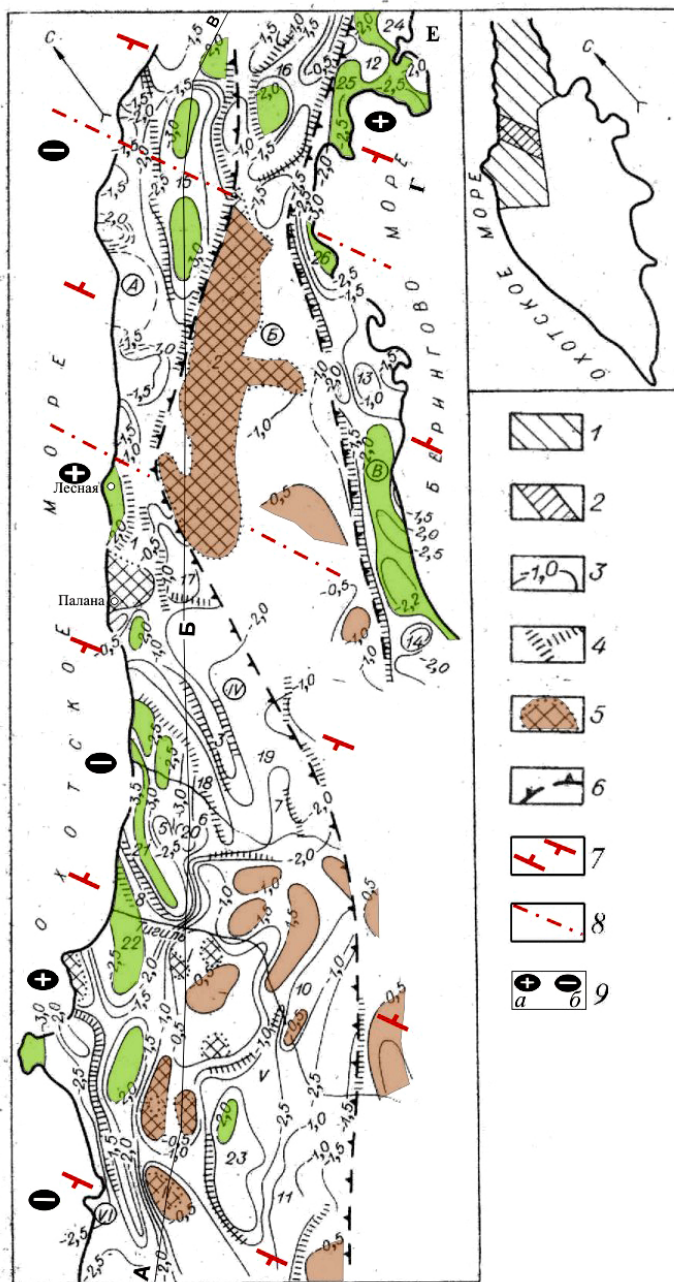


Рис. 52. Структурная карта поверхности докайнозойского комплекса Северной Камчатки (Мороз, 1981; с дополнениями).

Площади, изученные: 1 – региональными, 2 – и детальными электроразведочными работами; 3 – изолинии глубин; 4 – зоны аномальных градиентов проводимости, отождествляемых с тектоническими нарушениями; 5 – выходы пород докайнозойского комплекса; 6 – границы антиклинория; А – Западно-Камчатский прогиб; Б – Камчатско-Корякский антиклинорий; В – Ильино-Литкинский прогиб; структуры первого порядка: I – Тигильское глыбовое поднятие, II – Хайрюзовская складчато-глыбовая зона, III – Кинкильское глыбовое поднятие, IV – Аmaniно-Воямпольская зона погружений, V – Текловая зона погружений; VI – Ичинский прогиб; структуры второго порядка, поднятия: 1 – Усть-Паланское, 2 – Лесновское, 3 – Качалыньское, 4 – Хахтанское, 5 – Воямпольское, 6 – Атьавайское, 7 – Кутино-Мугновское, 8 – Хромовско-Гаванское, 9 – Омгонское, 10 – Калгаучское, 11 – Кекукское, 12 – Ильпинское, 13 – Тымлатское, 14 – Хайлюинское. Впадины: 15 – Пусторечья, 16 – Верхнее-Анапкинская, 17 – Тевинская, 18 – Ургыньская, 19 – Кутиньская, 20 – Тальниковская, 21 – Кипинская, 22 – Кулькиньская, 23 – Кетепанская, 24 – Вывенская, 25 – Валахильско-Альховая, 26 – Кичигинская.

Дополнения: 7 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 8 – прочие разломы предполагаемые по геофизическим данным – осевые внутрглыбовые; 9 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся).

(опаздывающие в воздымании).

Выше, при рассмотрении статьи «Метод электроразведки в региональных исследованиях Западной Камчатки» (Мороз, 1976) мы анализировали продольный геологический профиль по Западной Камчатке. И на нём отчётливо проявлена закономерная последовательность чередующихся поднятых и опущенных блоков.

В настоящей статье интересна детализация Лесновской площади. Она располагается в междуречье Правой илевой Лесной, при региональных работах выделена изогипсой 3 км глубины метаморфизованного фундамента. При детализации (рис. 53) установлена глубина более 5 км. Автор, анализируя теллурическое поле площади, обращает внимание на несоответствие структурного плана мелово-

го и метаморфизованных комплексов. Он пишет: «Здесь наиболее приподнятым блокам верхнемеловых терригенных пород отвечает прогиб по фундаменту глубиной 4-5 км. Данная структура, по-видимому, – часть меловой геосинклинали, испытавшей подъём в кайнозойское время» (стр. 124). На региональной схеме (рис.52) детализация относится к южному минимуму поверхности фундамента. Такой же минимум установлен в 60 км к северу от центра детализации. Характер и интенсивность обоих минимумов характеризуются в гравитационном поле одинаковыми параметрами.

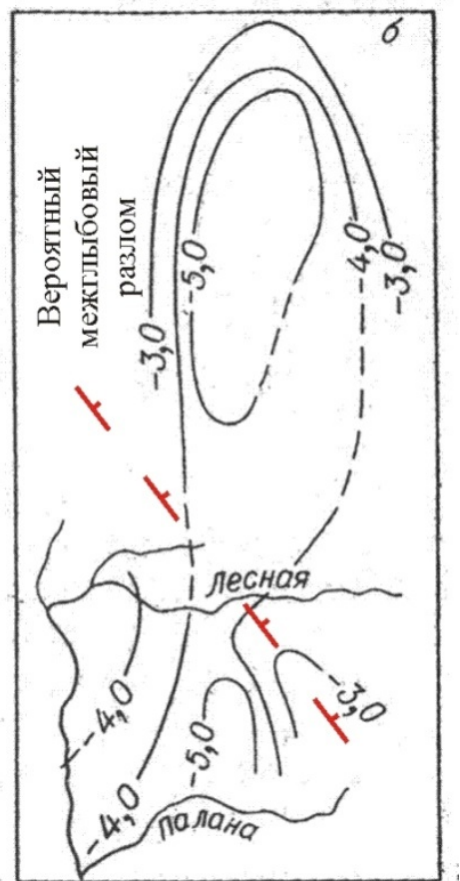


Рис. 53. Структурная карта поверхности метаморфизованного фундамента Лесновской площади; цифрами обозначены изогипсы поверхности метаморфизованного фундамента (Мороз, 1981; с дополнениями).

Этот вывод подкрепляет мнение Мороза Ю.Ф. о погружении метаморфизованного фундамента при воздымании верхнемеловых пород. В целом, оба мнения отражают глубинное строение коры, которое на рассматриваемой площади отражает опущенную глыбу земной коры.

На Западной Камчатке глыба выходит к побережью между мысами Пенсепель – Островной. На Восточной Камчатке юго-восточное окончание глыбы выходит к побережью в южной части пролива Литке – между южным окончанием о. Карагинского и Озерным полуостровом. Здесь погружение глыбы прослеживается Кичигинской впадиной (глубина докайнозойского фундамента 2,5-3 км).

Выводы

1. По простиранию Западно-Камчатского и Ильпинско-Литкинского прогибов по кровле докайнозойского фундамента в них устанавливается закономерный ряд чередующихся поднятий и прогибаний.
2. На Лесновской площади установлены два минимума погружений метаморфизованного (кристаллического) фундамента с инверсионным структурным планом докайнозойского фундамента.
3. Погружение метаморфизованного (кристаллического) фундамента на Лесновской площади фиксирует северо-западное окончание опущенной глыбы земной коры.
4. Глыба обрамляется двумя поперечными северо-западными межглыбовыми разломами, приуроченным к долине реки Лево́й Лесной и по линии мыс Ребро (Чемурнаут) – р. Анапка.

3.V.4.

О соотношении вулканических массивов и их структур – вулканических построек со структурами земной коры можно увидеть в статье **Мороза Ю.Ф. «Электропроводность земной коры и верхней мантии Восточной Камчатки в районе Ключевской группы вулканов» (1985).**

Рассматривается геоэлектрическая модель площади междуречья низовья Камчатки и верховьев Правый Толбачик-Толуд. Рассмотрены соотношения кайнозойской и кристаллической поверхности фундамента на участках северо-восточных региональных структур с характеристикой поведения горизонтов различной электропроводности. Аспект разломной тектоники рассмотрен в традиции плоскости разломных границ геоструктур. Поперечная тектоника не затрагивается, однако интерпретационная схема содержит для этого очевидный информационный материал.

Комментарий

Отметим очень редкую сеть пунктов наблюдений МТЗ и ВЭЗ (10-20 x 30 км), что делает положение изолиний глубин приближённым.

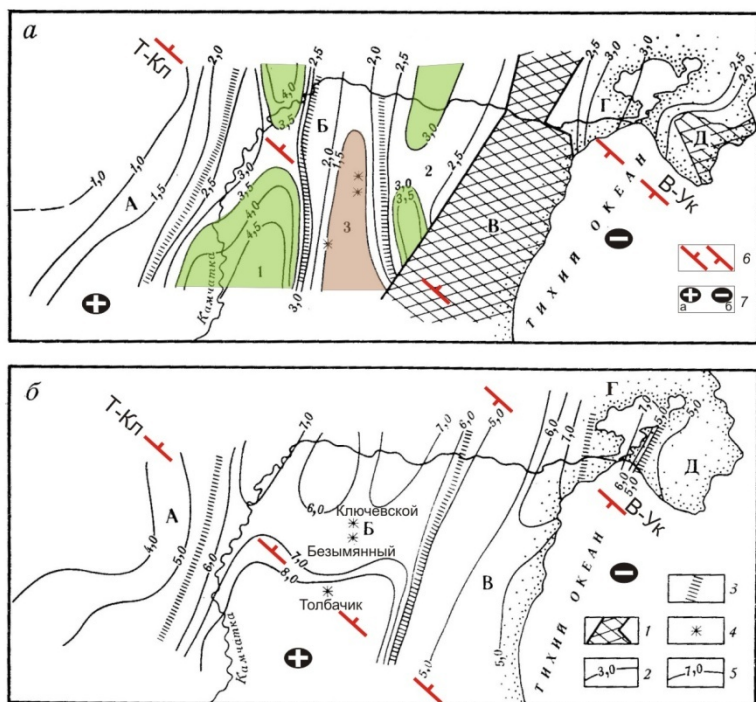


Рис. 54. Структурные схемы поверхности докайнозойского комплекса (а) и метаморфического фундамента (б) (Мороз, 1985, 1991; с дополнениями).

1 – выходы пород докайнозойского комплекса; 2 – изогипсы; 3 – тектонические нарушения; 4 – действующие вулканы; 5 – глубины до метаморфического фундамента, км. А – Камчатско-Корякский антиклинорий; Б – Центрально-Камчатский прогиб; В – Восточно-Камчатский антиклинорий; Г – Восточно-Камчатский прогиб; Д – поднятие восточных п-ов; 1 – Козыревская впадина; 2 – Хапиченская впадина; 3 – Центральное поднятие (Мороз, 1985, с дополнениями).

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы: Т-Кл – Тигильско-Ключевской, В-Ук – Воямпольско-Усть-Камчатский; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

межглыбовые разломы: Т-Кл – Тигильско-Ключевской, В-Ук – Воямпольско-Усть-Камчатский; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Геоструктурное положение вулканов Ключевской группы является особым вопросом современной вулканологии. Громадное сооружение Ключевского вулкана оказывает колоссальное давление на земную кору, а периодические его извержения свидетельствуют о реакции его фундамента на геотектонические процессы. Этими процессами нам представляются нарушение равновесия в разрезе земной коры. Сооружения Ключевского, Безымянного и Толбачикского (Толбачинская сопка) вулканов располагаются в геоструктурном поле, отчётливо прояв-

ленном на поверхности докайнозойского фундамента и на глубинной границе двух блоков земной коры (рис. 54). При этом Ключевской и Безымянный лежат на восточном приподнятом блоке, а Толбачик на южном – опущенном. Граница между блоками с перепадом глубин около 2 км. Оба блока являются частями Центрально-Камчатского прогиба, окаймленного Центрально-Камчатским и Восточно-Камчатским антиклинориями на СЗ и ЮВ.

Границей между блоками является поперечный межглыбовый сквозькоровый разлом, проходящий с северо-запада на юго-восток примерно по линии р. Половинная – с. Майское – вулкана Безымянный – р. Сухая Хапица – устье р. Сторож. Граница является отрезком поперечного межглыбового Тигильско-Ключевской межглыбового разлома (Яроцкий, 1974, 1976).

Обращаясь к более поздней работе автора (Мороз, 1991), видим, что блоки локализации вулканов Ключевского и Безымянного на севере и вулкана Толбачик на юге, находясь в разноамплитудных боках фундамента, тяготеют к северо-восточной зоне разлома на границе Центрально-Камчатской депрессии с Восточно-Камчатским антиклинорием, маркируемой выходами позднего мелапалеоцена. К разломной зоне тяготеет и массив вулкана Шивелуч с глубиной кровли кристаллического фундамента 7 км – так же как и вулкана Ключевского.

Характерно, что массив вулкана Толбачик на площади к югу до рубежа рек Толбачик – Максимовка – Правый Толбачик целиком локализуется в блоке по кровле кристаллического фундамента в воздымающейся глыбы Кроноцкого полуострова. Блок оконтерен изолинией 7 км с погружением до 8 км. К нему с ЮВ прилегает северо-восточный блок с глубиной 5 км, в котором локализован массив базальтов квартера вулканов Кизимен (действующий), Комарова, Гамчен (потухшие). Эти вулканы и массив локализованы у основания п-ова Кроноцкий.

Выводы

1. Вулканы Ключевской и Безымянный локализованы в относительно поднятом блоке коры, Толбачик – опущен на 2 км ниже.
2. Вулкан Толбачик лежит в зоне поперечного межглыбового сквозькорового Тигильско-Ключевского разлома.

3.V.5.

В статье *Мороза Ю.Ф. «Слои повышенной проводимости в земной коре и верхней мантии под Камчаткой» (1985)* по материалам МТЗ, полученных на полуострове и юго-западе Корякского нагорья, проведено генеральное районирование территории по электропроводности геоэлектрического разреза земной коры и верхней мантии до глубины 200 км. На *рисунке 55* показаны площади районов семейств кривых, объединенных по характерным признакам геоэлектрического поля – форме продольных кривых МТЗ.

Семейства отвечают разным типам глубинного геоэлектрического разреза. Выявив характерные формы продольных кривых МТЗ, автор провёл их районирование путём группирования в семейства. Эти семейства и связываются с различными глубинами и типами геоэлектрического разреза. Для получения устойчивых значений кажущихся сопротивлений кривые в семействах статистически усреднялись. Это позволило надежно выделить коровый слой пониженного сопротивле-

ния. Он не выражен в полной мере в районах 1, 2, 3 – на Западной Камчатке, и в районах 17, 18, 19 – на Восточной.

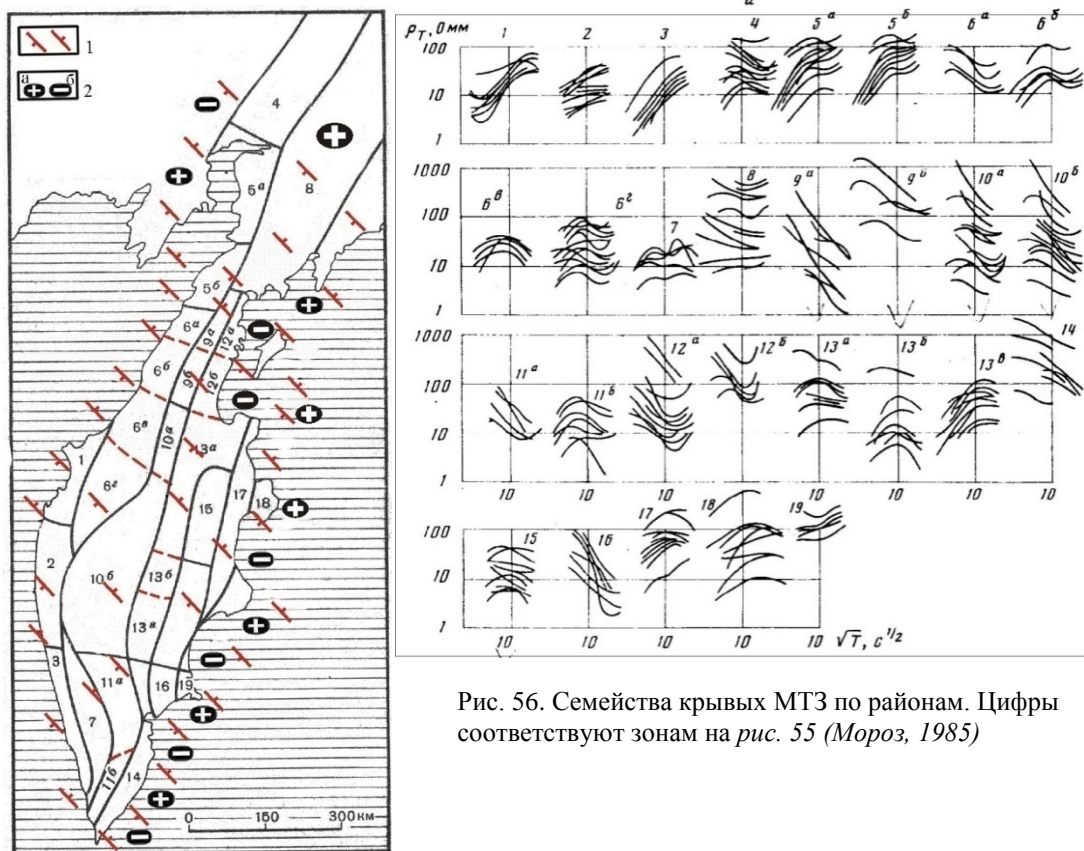


Рис. 56. Семейства кривых МТЗ по районам. Цифры соответствуют зонам на рис. 55 (Мороз, 1985)

Рис. 55. Схема расположения Семейств кривых на Камчатке (Мороз, 1985, 1991; с дополнениями).

Номера семейств кривых соответствуют номерам районов.

Дополнения: 1 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 2 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

По проводимости он может объединяться с таковым для разреза осадочно-вулканогенного чехла. На остальной территории определена глубина его залегания в региональных структурах: Корякско-Камчатская складчатая зона (материковая часть Корякско-Камчатского региона) – 20-30 км, Центрально-Камчатский вулканический пояс (ЦКВП) – 10-15 км, Восточно-Камчатский вулканический пояс (ВКВП) – 10-15 км.

Кроме первого слоя пониженного сопротивления ниже по разрезу выделен ещё один – в верхней мантии, с залеганием на глубинах: на Западной Камчатке – 120 км, в ЦКВП – 90, в ВКВП – 50-70, на Восточных полуостровах – 100 км.

Построен глубинный геоэлектрический разрез, объяснение которому дано с привлечением характеристики теплового поля Камчатки. Акцентируется подъём

кровли астеносферы под ВКВП (Восточный хребет Камчатки) примерно на 50-55 км при погружении крыльев диапира на восток и запад (*рис. 57*). Вышеприведенный первый коровый слой пониженного сопротивления отражён на глубинах 10-40 км по линии профиля устья рек Хайрюзова-Камчатка.

Комментарий

Проведённое группирование кривых в семейства отчётливо свидетельствует о блоковом характере геоэлектрического разреза региона, со столь же отчётливой картиной к разделению районов по северо-западным линиям или столь же отчётливой к этому тенденцией. Линии повсеместно соответствуют направлениям северо-западных разломных дислокаций, осложняющих общую северо-восточную картину тектоники территории простирающихся структур. *Рис. 56* даёт общее и приблизительное представление об изменении геоэлектрического разреза. Это обусловлено самим процессом группирования кривых, когда при разной плотности точек регистрации кривых границы «плавают».

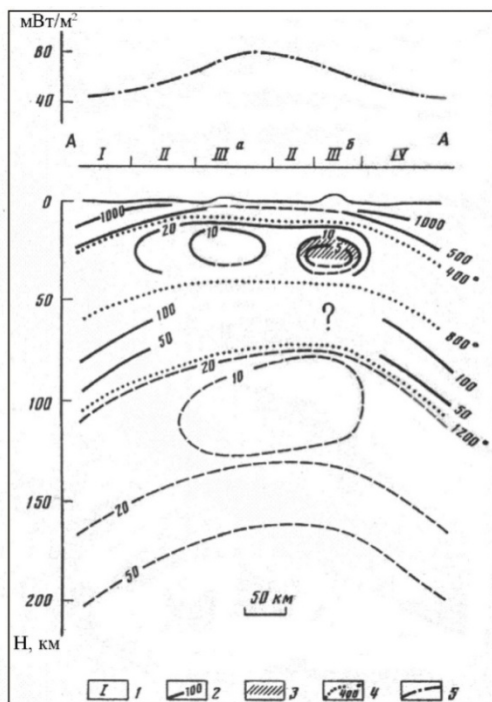
Тем не менее, на *рис. 57* хорошо видна горизонтальная неоднородность разреза, что даёт основание автору говорить о преобладающем СВ простирающихся структурных элементов. Аппроксимация тектонических элементов (длина до 800 км, ширина до 100 км) в двумерной модели позволила выделить продольные и поперечные кривые.

Последние лучше отражают изменения параметров осадочно-вулканогенного чехла (*Мороз, Поспелов, 1975*), т.е. верхних ярусов коры. Продольные кривые меньше восприимчивы к неоднородностям верхней части коры и поэтому используются для глубинных построений. В этом отношении *рис. 56* отражает глубинные характеристики геоэлектрического разреза. Причём, отдельные большие семейства сгруппированных кривых делятся на подгруппы, отличающиеся по уровню сопротивления при сохранении типа кривых. Проведенное осреднение кривых и получение обобщённых кривых обеспечили условия осреднения. Всего получено 19 семейств.

Кривые группы 1, 2, 3 отражают фундамент зоны сочленения Западной Камчатки с Охотской платформой. Кривые группы 4, 5, 6, 8, 12, 13 характерны для большей части территории Корякско-Камчатском складчатой системы. Кривые группы 9, 10, 11, 15, 16 характерны для площадей вулканических поясов. Кривые групп 17, 18, 19 могут быть осложнены техническими причинами и геологической привязки не имеют. Все группы кривых объединены в зоны с выделением глубоких (50-250 км) геоэлектрических неоднородностей.

Сравнение положения групп кривых показывает очевидные и не очень видимые их различия. Очевидные различия относятся к территории Камчатского перешейка – месту перегиба в простирающихся основных геоструктур Камчатки, в изменении стратиграфических делений территории. Это линии раздела 5 б – 6 а, 9б – 9 а, и к северу от них. Все линии раздела на территории либо тяготеют, либо находятся на линиях поперечных межглыбовых разломов. В ряде мест отмечается удовлетворительное совпадение границ площадей семейств однотипных разрезов с элементами поперечных межглыбовых разломов. Вместе с тем, есть и расхождения. И то, и другое объясняется условностью границ площадей и субъективизмом группирования осреднённых кривых. Тем не менее, схема разломов вполне согласуется с районированием осреднённых геоэлектрических разрезов.

Выделение мантийного диапира (рис. 57) под Камчаткой в принципе является свидетельством симметричности надмантийного разреза. Расчёты теплового потока могут быть искажены для Восточной Камчатки обилием термальных вод, что влечёт смещение максимума диапира в Восточный вулканический пояс.



Это несколько меняет классическую симметрию расположения региональных структур полуострова, если за ось симметрии принять Центрально-Камчатскую депрессию.

Рис. 57. Геоэлектрический разрез Земной коры и верхней мантии по линии АА (Мороз, 1985; с дополнениями).

1 – зоны, 2 – изоомы, 3 – аномалия пониженных скоростей распространения сейсмических волн, 4 – изотермы, 5 – график регионального теплового потока.

Заметим, что автор монографии совместно с А.И. Байковым (Байков и др., 1979) высказал идею о геологической симметричности Камчатки с привлечением в качестве аргументов реальной Охотской платформы и гипотетической – Берингской. Идея возникла вследствие ге-

нерализации гравиметрического, магнитного, теплового полей и геологического строения при их совмещении. Предполагалось, что на границах двух платформ возникли вулканические пояса, сыгравшую роль сварных швов и скрепивших окраины платформы (см. выше 2.13 и 2.14).

Выводы

1. Районирование геоэлектрического разреза по семействам типов кривых МТЗ даёт основание утверждать блоковое строение территории Камчатки.
2. Районирование территории по типам геоэлектрического разреза в достаточной мере согласуется со схемой поперечных межглыбовых сквозькоровых и коровых (?) разломов земной коры.
3. Схема районирования семейства кривых отражает генерализацию положения межглыбовых поперечных разломов Камчатки и фрагментарность их отрезков.

3.V.6.

Статья «Структура основания Центрально-Камчатского вулканического пояса» (Апрелков С.Е., Иванова Г.И., Ольшанская А.М., 1987) рассматривается нами, как пример полного отрицания северо-западных разломных дислокаций и утверждения о широком распространении и важной роли – широтных.

Изучение структуры основания пояса приводится авторами по материалам гравиметрической съемки. Прилагаемая к статье «Тектоническая схема южной части Центрально-Камчатского вулканического пояса» (рис. 58) не содержит ни

одного северо-западного разлома, который был бы установлен авторами по гравиметрическому полю. Гравитационное поле ЦКВП резко отличается от поля силы тяжести структурного обрамления и характеризуется дифференцированным полем с разно ориентированными интенсивными положительными и отрицательными аномалиями различной формы. Характерны также и многочисленные локальные гравитационные аномалии различной формы, многочисленные ступени, деформации изоаномалий, торцовые сочленения аномалий различного происхождения» (стр. 71).

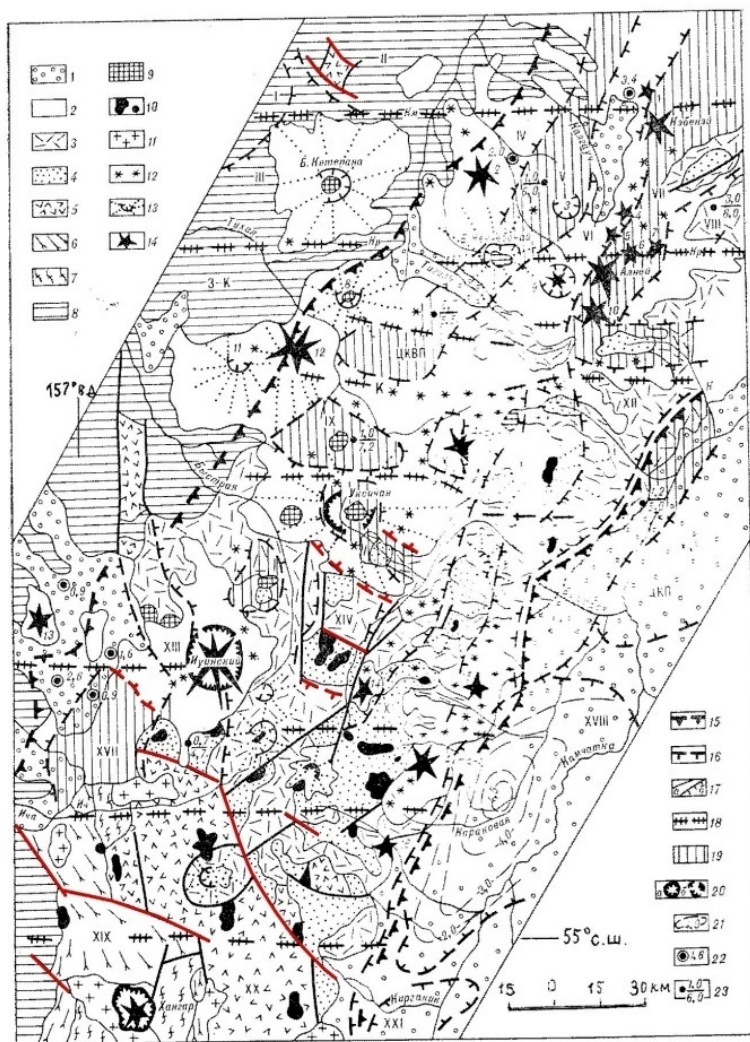


Рис. 58. Тектоническая схема южной части Центрально-Камчатского вулканического пояса (Апрелков и др., 1987; с дополнениями).

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – четвертичные вулканы; палеоген-неогеновые вулканогенные отложения; 3 – алнейская, 4 – анавайская серии; 5 – верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты; 6 – метаморфизованные отложения среднего-верхнего палеозоя; 7 – протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы; 8 – палеоген-неогеновые существенно терригенные отложения; 9 – плиоценовые и четвертичные субвулканические тела андезитов, дацитов, липаритов и трахибазальтов; 10 – миоценовые интрузии гранитоидов; 11 – позднемеловые интрузии разного состава; 12 – зоны ареального вулканизма, отдельные мелкие вулканы; 13 – эрозионно-тектонические кальдеры и склоны позднеогеновых и раннеплейстоцено-

вых щитовых вулканов; 14 – позднеплейстоценовые и голоценовые стратовулканы; 15 – гравитационные ступени I порядка – границы структурно-фациальных зон: Западно-Камчатской (З-К), Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП), Центрально-Камчатского прогиба (ЦКП); 16 – гравитационные ступени II порядка – границы поднятых и опущенных блоков фундамента; 17 – тектонические нарушения (а) и надвиги (б), по геологическим данным; 18 – региональные широтные разломы, выявленные гравиметрической съёмкой: Км – Комонский, Кр – Киревнинский, К – Крерукский, У – Уксичанский, Р – Россошинский, Ич – Ичинский; 19 – поднятые блоки фундамента: I – Хайрюзовский горст-антиклинорий, II – Верхне-Тигильское поднятие, V – Кутхуленский, VII – Киреунский, IX – Янгский, X – Балыгинганский, XI – Козыревско-Быстринский, XIII – Ангреньский, XIV – Оччамо-Кадарский, XV – Крапивненско-Киреунский; опущенные блоки и впадины: III – Паланская, IV – Чавычинский, VI – Калгаучский, VIII – Двухюрточный, XII – Крюки-Кахтунский, XVI – Козыревская, XVIII – Долиновская, XXI – Мильковская; 20 – границы кальдер проседания: а – морфологически выраженные, б – прослеженные по гравиметрическим данным; 21 – изолинии глубин залегания складчатого основания (км); 22 – пункты МТЗ, ВЭЗ и ТТ и глубина залегания опорного геоэлектрического горизонта; 23 – глубины (км) до верхней и нижней границ анамалиеобразующих объектов, вычисленных по палеткам Ю.Я. Ващилова. Вулканы: 1 – Блинец, 2 – Овальный, 3 –

Мал. Чекчебонай, 4 – Калгауч, 5 – Чёрный, 6 – Киреунский, 7 – Двухюрточный, 8 – Мал. Кетепана, 9 – Переваловый, 10 – Чашаконджа, 11 – Большой, 12 – Кекукнайский, 13 – Кешум, 14 – Козыревка, 15 – Романовка, 16 – Плоский.

Дополнения: 24 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 25 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Аномалии поля силы тяжести связываются со структурами фундамента, сложенными верхнемеловыми отложениями. Морфология поля свидетельствует о ярко выраженном блоковом его строении: линейные и изометричные поднятия чередуются с опущенными участками (*рис. 58*).

В пределах территории от р. Кирганик до р. Калгауч на севере (около 57°20' с.ш.) наиболее протяженной и выдержанной структурой является Козыревско-Быстринский горст северо-восточного простирания (междуречье Быстрой-Козыревки), с кровлей верхнемелового основания на глубине не более 2 км. В горсте мощность коры 32 км (осадочный слой – 7 км, гранитный – 16 км). К югу от него располагается Кирганикский блок. Его северным продолжением служит Ангренинский горст, который к северу от Ичинского вулкана простирается далее на северо-запад.

Комментарий

На тектонической схеме очевидно субмеридиональное простирание Козыревско-Быстринского горста и отчетливое простирание Кирганикского блока (в пределах рисунка) на северо-запад, равно как и южной части Ангренинского горста, что также отражено и на «*Карте полезных ископаемых...*» (1999 г.).

Показательно, в статье не рассматриваются тектонические нарушения, согласно геологическим данным простирающиеся от долины среднего течения р. Кирганик на СЗ, и, обрамляющие на востоке Кирганикский блок. Они одновременно являющиеся западным ограничением Ангренинского горста.

Предположение об изменении простирания Кирганикского и Ангренинского горстов по линии регионального широтного разлома, проходящего через вулкан Ичинский, никак не вытекает из «Тектонической схемы» в статье и фактического гравитационного поля.

На рассматриваемой территории совершенно очевидными являются преобладающие северо-западные простирания долин рек Кирганик, Караковой, Быстрой, Козыревки, – текущих из Срединного хребта Камчатки в долину р. Камчатки, и Ичи, Быстрой, Тихой, Тигиля – текущих к Охотскому морю.

В северной части ЦКВП выделены два субпараллельных северо-восточного простирания линейных горстовых поднятий – Кухтуленицкий и Киреунский, разделенные линейными грабенами того же простирания и таких же размеров: Чавычинским, Калгаучским, Двухюрточным. Здесь интересен факт, отмеченный авторами, но не привлечший их внимание: одинаковые размеры по простиранию чередующихся геоструктур (впадин и поднятий): Чавычинской – Кухтуленицкого – Калгаучской – Киреунского – Двухюрточной. Для этой группы закономерно чередующихся структур фундамента объединение в общность очевидно: одинаковое северо-восточное простирание, одинаковые размеры и ограничения по простиранию на север и юг по северо-западным линиям. Искусственно авторами проведено ограничение Янгского и Былыгинганского горстов широтным региональным разломом, так как хорошо видно их разграничение по северо-западной линии, намечаемой в среднем течении р. Быстрой и трассируемой на Кекукнайский

вулкан и далее в нижнее течение рек Тихой – Хайрюзовой, что отражено в поле Δg.

Интересно положение миоценовых интрузий гранитоидов. Индивидуальные их простирания - субмеридиональные, северо-восточные, исключительно редко – широтные (одно). Однако в Кирганикском блоке и на его северо-западном фланге все четыре массива лежат в одной северо-западной плоскости. Это отражено и на современной «*Карте полезных ископаемых...*» (1999 г.) интрузиями верхнепалеоценового и олигоценного возраста.

Удивительным фактом является также двойное различие в мощности гранитного слоя в двух рядом расположенных геоструктурах: в Срединном – под вулканом Хангар – 20 км, в Кирганикском – 13 км. И это на расстоянии каких-либо 20-30 км! Согласно авторским расчетам мощность земной коры в районе Хангарского купола составляет 41 км с мощностью «гранитного» слоя – 26 км, что согласуется с данными ГСЗ по профилю Облуковина – Кирганик. В Кирганикском блоке мощность слоев резко уменьшается: «гранитного» – до 13 км, «базальтового» – до 16 км.

К северо-востоку от поперечного разлома устье р. Жупановой – с. Мильково – верховья р. Рассошиной, согласно данным электроразведки МТЗ, ВЭЗ и ТТ (Нурмухамедов, 2001) глубина залегания опорного электрического горизонта, характеризующего Долиновскую впадину, составляет 4-4,5 км. Ее северное замыкание ограничивается поперечным разломом по линии слияния рек Камчатки и Быстрой – горст реки Уксичан. К востоку от него локализуется в междуречье низовий рек Быстрая – Киревна Козыревская впадина с мощностью осадков около 6 км.

На всей территории широко распространены северо-западные контуры (315-325⁰) площадей четвертичных рыхлых отложений, четвертичных вулканитов, палеоген-неогеновых вулканогенных отложений алнейской и анавайской серий протяженностью 10-25 км (*Геологическая карта..., 1976*).

Выводы

1. Фрагменты широтных разломов на территории Центрально-Камчатского вулканического пояса и прилегающих структурах не создают региональных или субрегиональных зон.

2. Имеются многочисленные факты аргументации северо-западных разломных дислокаций, такие как: северо-западное простирание речной сети, северо-западные тектонические нарушения, северо-западное простирание ряда структур фундамента и четвертичных вулканитов в северной части территории ЦКВП.

3. Через центральную часть территории прослеживается северо-западный разлом, простирающийся в пределах рисунка по линии: южное ограничение Крапивненско–Киреунского поднятого блока фундамента – поднятый блок фундамента в долине р. Уксичан, через кальдеру проседания Чингингейн – южное ограничение Большого вулкана – р. Хайрюзовую.

4. Различие в мощности гранитного слоя близрасположенных вулкана Хангар и Кирганикского блока в два раза (26 и 13 км, соответственно) является свидетельством крупного глубинного сброса между ними и, соответственно, различия общей мощности коры, а также воздымания кровли базальтового слоя коры к востоку от Хангара вплоть до верхнего течения р. Кирганик.

двумерно-неоднородную модель (исключая площади Восточных полуостровов). Выделено 6 продольных территорий в регионе, среди которых одна отражает проекцию на поверхность пересечения верхнемантийного промежуточного слоя (110-120 км) с сейсмофокальной зоной.

Комментарий

Описание результатов исследования глубинного геоэлектрического разреза Камчатки не даёт выхода на проблему поперечных дислокаций. Вместе с тем, карта суммарной продольной проводимости кайнозойского осадочно-вулканического чехла представляет очевидно блоковую геоструктуру Камчатки. Это видно из схемы поперечных межглыбовых разломов, наложенной на карту (рис. 59). Пятнистые изображения геоэлектрического поля обусловлены генерализацией построения изолиний и, тем не менее, взаимоотношение их хода позволяет говорить о блоковой конфигурации поля. В ряде случаев, торцовые сочленения изолиний являются прямым отражением блокового строения кайнозойских образований.

Вывод

Разрез кайнозойских вулканогенно-осадочных образований Камчатки насыщен блоковыми структурами.

3.V.8.

В статье *Мороза Ю.Ф. «Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным (1991)»* описан геоэлектрический разрез осадочно-вулканогенного чехла. Статья обобщает исследования автора верхних частей земной коры Корякско-Камчатского региона при разрешающей способности применявшихся методов до глубин около 10 км.

О поведении параметра электропроводности пород разреза (рис. 60) даёт представление карта кажущегося электрического сопротивления r_k по данным ВЭЗ с АВ = 4 км, при составлении которой использованы и данные СП, ДЭЗ, ДЭП. Карта отражает изменчивость состава приповерхностных образований. С вулканитами и выходами пород домелового комплекса связываются высокие значения r_k : андезитами, базальтами, их туфами, туфоконгломератами, игнимбритами, а также четвертичными валунно-галечниковыми и песчано-галечниковыми отложениями, насыщенными поверхностными слабоминерализованными водами. Высокоомными параметрами отражаются и метаморфические комплексы выступов древних пород: гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, филлиты и т.д. Это комплексы от PR₂ (колпаковский и камчатский метаморфические) по PR₂₋₃ (химкинская свита), связанные с ними субвулканические и интрузивные фации (в терминологии «*Карта полезных ископаемых ...*», 1999).

Пониженными сопротивлениями выражены преимущественно терригенные образования Западной Камчатки, представленные песками, песчаниками, глинами, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами.

Разрез Центральной и Восточной Камчатки практически не изучен скважинами, но в одной из них мощность четвертичных отложений в Центрально-Камчатской депрессии определена в 500-600 м. На Восточной Камчатке (Богачёвская нефте-газо-перспективная площадь) эоцен-плиоценовый разрез насыщен вулканогенным материалом – это туфогенные осадочные породы с прослоями ба-

зальтов, андезитов, дацитов и т. п. Автор и для этого разреза приводит аргумент насыщенности слабоминерализованными водами. В силу специфики геологического разреза он отражён в виде повышенных в 2-5 раз сопротивлений против кайнозойского разреза Западной Камчатки. Повышенным сопротивлением отражён в целом также и Восточный вулканический пояс с действующими вулканами.

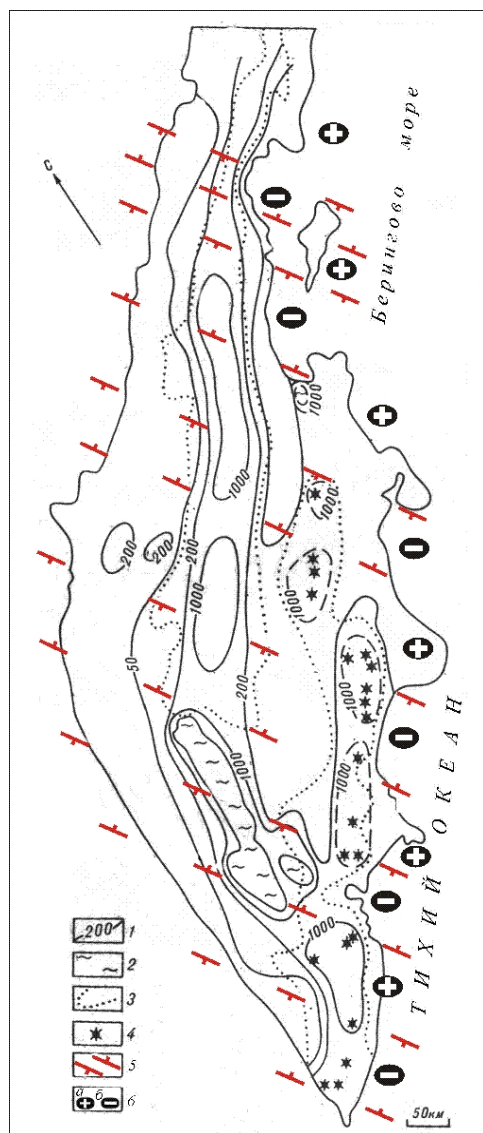


Рис. 60. Карта сопротивлений приповерхностной части осадочно-вулканогенного чехла Камчатки (Мороз, 1991; с дополнениями).

1 – изоомы; 2 – выходы пород домелового фундамента; 3 – границы вулканических поясов; 4 – действующие вулканы.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 6 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Характеристику вещества геоэлектрического разреза дополняет карта суммарной продольной проводимости, составленная преимущественно по данным электромагнитных работ по расчётам, основанным на корреляционной связи гравитационного поля и величиной S_1 (проводимости). Зоны пониженных S_1 отвечают крупным положительным структурам, ещё меньшие S_1 отвечают выходам-поднятиям верхнемеловых пород и насыщению разреза вулканогенными образованиями. В целом, пониженные значения S_1 связаны с поднятиями докайнозоя. Зоны с $S_1 = 500-1000$ См и более отражают крупные прогибы с максимальными значениями на площадях с увеличенной мощностью кайнозоя. Высокоградиентные зоны и линии связываются с тектоническими нарушениями разного ранга.

Ю.Ф. Мороз отмечает, что наряду с мощностью разреза на величину суммарной продольной проводимости влияет среднее продольное сопротивление, которое зависит от минералогии, водонасыщенности, минерализации, температуры пород разреза, что обусловлено фациальной изменчивостью вулканогенно-осадочного разреза, столь характерной для Камчатки. Это даёт основание считать карту продольного сопротивления как показатель фациальной изменчивости разреза, позволяет выделять районы преимущественно терригенных и вулканогенных образований в кайнозое. Констатируется, что на значительной части территории Камчатки вулканогенные толщи имеют покровный характер.

Установленные локализованные аномальные зоны и аномалии повышенного сопротивления приурочены, как правило, к антиклинориям и поднятиям восточ-

ных полуостровов, в строении которых отмечена насыщенность разреза эффузивными и интрузивными образованиями. Аномалии пониженного сопротивления отвечают прогибам и впадинам с существенно терригенным разрезом, а наиболее низкие сопротивления приурочены к максимальным мощностям кайнозойского разреза, что подтверждается глубокими скважинами на Западной Камчатке. Здесь наибольшая в регионе аномальная зона пониженного сопротивления, связанная с аргиллитами, алевролитами, песчаниками.

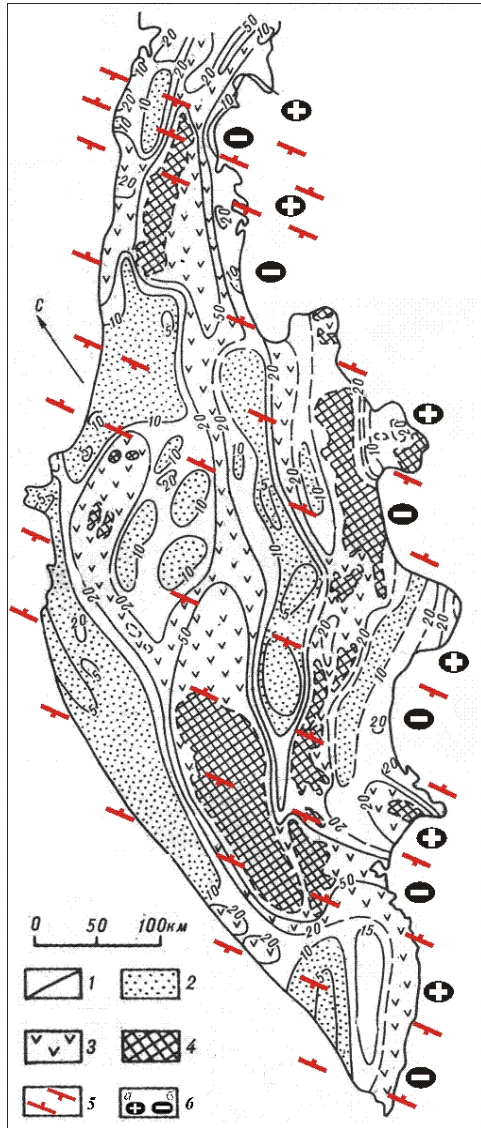


Рис. 61. Карта сопротивлений кайнозойской толщи осадочно-вулканогенного чехла Камчатки (Мороз, 1991; с дополнениями).

1 – изоомы; 2, 3 – толщина, сложенная с преобладанием в разрезе терригенных (2) и вулканогенных пород (3); 4 – выходы пород докайнозойского комплекса.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 6 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Аномальная зона низкого сопротивления приурочена также к Центрально-Камчатскому прогибу с низкоомным неогеновым разрезом анавгайской серии – алевролитами, аргиллитами, глинами и туффидами (Геологическая карта ..., 1976). В современной «Карте полезных ископаемых ..., 1999» это разрез снатольской свиты эоцена: конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с углями и ковранской серии миоцена (песчаники, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты, туффиты, туфы).

Отмечается, что четвертичные вулканы не нашли характерного отражения в полученной картине распределения электрического поля, что может быть обусловлено редкой сетью наблюдений.

В основании кайнозоя лежат породы верхнемелового комплекса, относимого к нижней части осадочно-вулканогенного чехла. Его нижняя часть – вулканогенно-кремнистые породы сеноман-турона с аргиллитами, алевролитами, песчаниками, сланцами, а верхняя – образования ирунейской свиты с вулканогенно-кремнистым разрезом. На карте среднего продольного сопротивления простирание мелового комплекса отражено продольными полосами с преобладанием тех или иных породных разностей.

В совокупности оба разреза осадочно-вулканогенного чехла – кайнозойского и мелового, рассматриваются как верхняя часть земной коры на Камчатке. Физические границы достоверно увязываются с кровлей дислоцированного верхнего

мела. Другая граница с высокими сопротивлением, плотностью и скоростью ождествляется со свойствами кристаллических пород и связывается с кровлей кристаллического комплекса, т. е. кровлей консолидированной коры. Возможными аналогами последней указываются породы Срединного и Хавывенского массивов.

Комментарий

Предложенное автором тектоническое районирование Камчатки не потеряло определённой актуальности и ныне. Здесь следует сказать, что современные представления о крупных тектонообразующих элементах земной коры были заложены после завершения на Камчатке и в Корьякии мелкомасштабных геологических и гравиметрических съёмок, среднемасштабной аэромагнитной съёмки и составления «*Геологической карты Камчатской области*» (1976). В дальнейшем происходила различная детализация геологического строения отдельных площадей, перспективных на нефть и газ, золото, медь, самородную серу и др. Вместе с тем, материалы электроразведки по территории Камчатского края ещё долго будут служить источником новых знаний.

В авторском изложении Ю.Ф. Мороза в статье поставлен вопрос о одном важном аспекте тектоники: выделении поперечных глубинных северо-западных разломов. При этом приводятся аргументы, не объясняющие сути проблемы. Аспект поперечных разломных дислокаций, по нашему мнению, самый сложный и трудно решаемый в учении о геоструктурах. Сошлёмся, например, на такое мнение геофизика Н.Я. Кунина (*Кунин, 1972*). Продольные структуры любых типов находят яркое проявление в геологии и геофизике, их выделение мало зависит, как правило, от количества данных. И задача решается даже в геофизике однозначно – столь ярки их признаки, характеризующие эти структуры. Поперечные дислокации, в особенности, разломные, напротив, отличаются быстрой сменой индикативных признаков всех полей по их простирацию. И поэтому, в начале исследования проблем поперечных дислокаций должна ставиться концепция. Это сразу ориентирует исследователя на поиск определённых признаков в геологии, геоморфологии, тектонике, минерагении, геофизике (*Поперечные..., 2007; см. также 2.11.1*).

С изложенной концептуальной позиции нами проведено приближенное территориальное районирование рисунков к статье. При этом принято положение об истинности полученных автором построений и восприятию их как фактов. Элементы районирования показывают возможности метода для получения нового знания. Именно это имелось в виду нашего мнения о непреходящей ценности приведенных исследований электропроводности земной коры Камчатки.

Ю.Ф. Мороз пишет, что при комплексной интерпретации «... большое внимание уделено выделению глубинных магмаконтролирующих разломов Камчатки» (стр.64). Особо отмечается, что «... на ряде структурных схем Камчатки показано большое количество поперечных глубинных разломов северо-западного и субширотного простираения. Выделение подобных разломов является дискуссионным. В магнитном поле подобные разломы практически не выражены. В гравитационном поле, как в наблюдаемом, так и трансформированном, отмечается большое число гравитационных ступеней различной ориентировки и протяжённости...» (стр. 65). И, ссылаясь на плотностные свойства пород из скважин, он констатирует значительную роль в образовании гравитационных аномалий латеральной изменчивости пород разреза. И заключает: «Следовательно, выделению

подобных разломов только по данным поля силы тяжести без подтверждения другими геофизическими материалами вряд ли целесообразно» (стр. 66).

Изображённые нами на *рис. 63* наиболее крупные разломы выделены как фрагменты, генерализованные по комплексу геофизических данных с дополнительными аргументами в виде проявления магматизма и гидротермальной деятельности. Отмечается наличие тектонических осложнений более высокого порядка, распространённых в пределах осадочно-вулканогенного чехла, и отражающих блоковую тектонику региона.

Глубинные разломы ширину первых десятков км, при такой же глубинности. Обращено внимание на Главный (или Центрально-) Камчатский глубинный разлом (ГКГР) (*рис. 62, 63*) с приуроченным к нему Центрально-Камчатским вулканическим поясом (ЦКВП). Попутно заметим, что выдающийся геолог Камчатки С.Е. Апрельков не принимает аргументации выделения ЦКГР, что вызвало, в своё время, критику Г.М. Власова в статье (*Апрельков и др., 1991*). Разлом относится к структурам повышенной проницаемости. С ГКГР сопряжены Западно-Камчатский и Центрально-Камчатский разломы, имеющие меньшую протяжённость и, возможно, меньшую глубинность. На северном окончании ГКГР расположен Хавывенский выступ метаморфических пород. Констатируется принципиальное различие ЦКВП и ВКВП, в последнем нет крупных аномальных зон, что связывается с вероятным отсутствием в нём наиболее крупной зоны, насыщенной магматическими каналами в верхних этажах вулканогенно-осадочного чехла.

Работа Ю.Ф. Мороза является обобщением многолетних исследований верхних частей земной коры п-ова Камчатка. Показаны основные особенности строения осадочно-вулканогенного чехла, полученные как результаты интерпретации геоэлектрических данных с привлечением других геофизических методов.

По данным глубинных ВЭЗ в комплексе с другими методами получено представление о распределении электропроводности приповерхностного разреза до глубины не более 1 км (*рис 60*). Повышенные сопротивления связываются с вулканиками и выходами кристаллического основания (домелового возраста). Зоны пониженных сопротивлений соответствуют терригенным комплексам, выполняющим прогибы (пески, глины, сланцы глинистые, аргиллиты и т.п.) – это территория Западной Камчатки. Восточно-Камчатская депрессия характеризуется более высокими значениями. Локальные понижения относятся за счёт геотермальных зон.

Карта продольных сопротивлений кайнозойского чехла (*рис. 61*) говорит о сложно дифференцированном разрезе с резкими градиентными границами. В первом приближении карта отражает основные черты строения Камчатки. Аномалии низких значений проводимости распространены на крупных положительных структурах. Отдельные аномалии отвечают поднятиям верхнемеловых пород с вулканиками в разрезе. Повышенные зоны сопротивления 500-1000 Ом и более, отражают крупные прогибы с максимумом S_1 физических и минералогических слоёв пород разреза (минерализация вод, температура, пористость и т.д.).

Аномалии повышенного сопротивления приурочены к антиклиналиям и поднятиям, породы Камчатки насыщены эффузивами и интрузиями. Поэтому *рис. 63* отражает литолого-фациальные особенности разреза. Наиболее насыщены вулканиками верхнемеловые комплексы. Вместе с тем выделяются: одна зона низкого сопротивления – Западная Камчатка, другая – с повышенным сопротивлением разреза, насыщенного вулканиками – Корьякское нагорье.

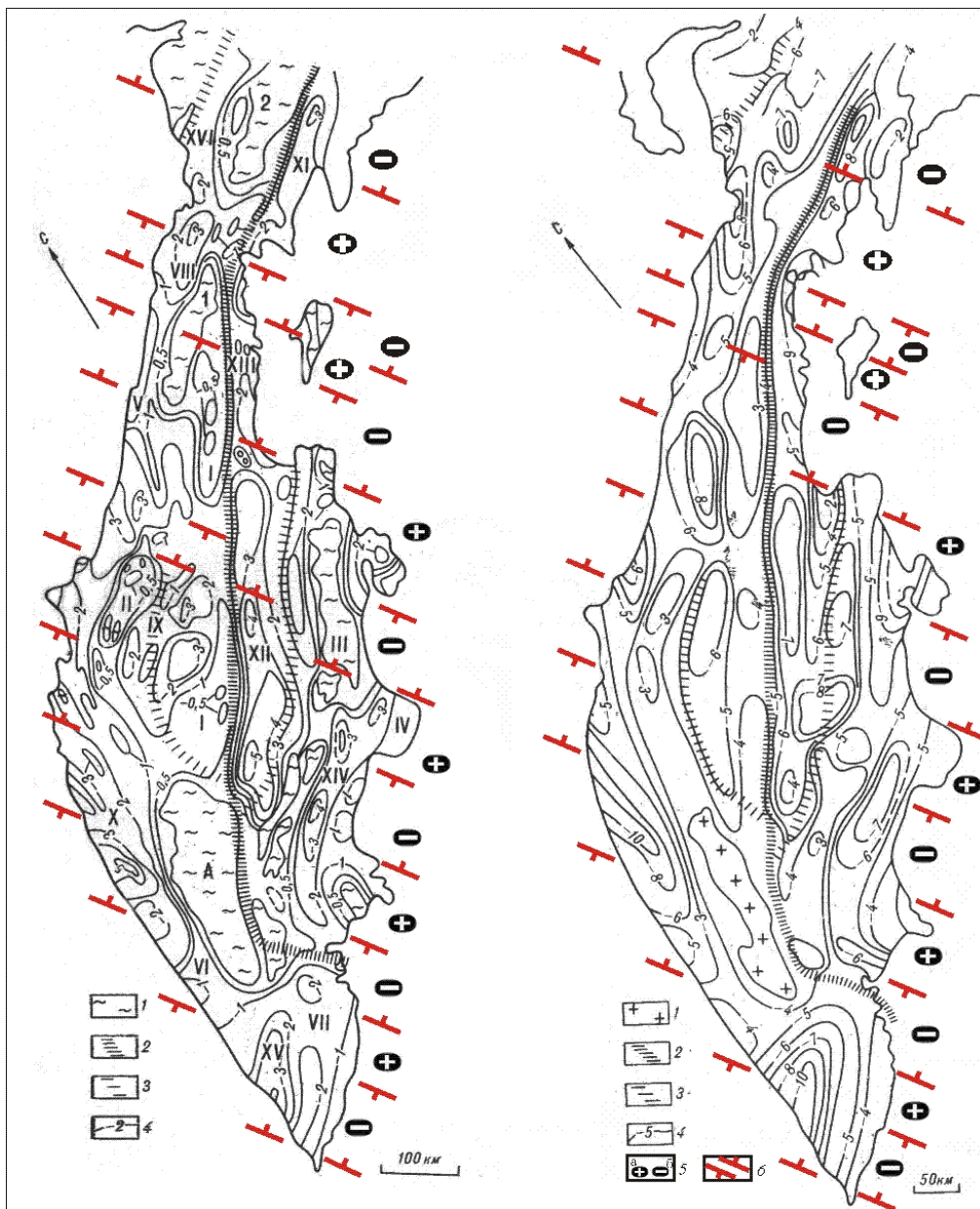


Рис. 62. Структурная схема по опорному геоэлектрическому горизонту, отождествляемому с докайнозойским комплексом (Мороз, 1991; с дополнениями).

1 – выходы пород докайнозойского комплекса; 2 – главный камчатский глубинный разлом; 3 – разломы; 4 – изолинии глубин, км; А – Срединный массив. Структуры первого порядка. Антиклинории: I – Камчатско-Корякский, II – Тигильско-Хайрюзовский, III – Восточно-камчатский, VII – Южно-Камчатский, IV – зона поднятий восточных полуостровов. Поднятия: V – Кинкильское, VI – Большерецкое. Прогибы: VIII – Пусторецкий, IX – Паланский, X – Ичинско-Колпаковский, XI – Вывенский, XII – Центрально-Камчатский, XIII – Ильпино-Литкенский, XIV – Восточно-Камчатский, XV – Голыгинский, XVI – Парапольский. Структуры второго порядка. Поднятия: 1 – Лесновское, 2 – Южно-Корякское.

Рис. 63. Структурная схема по опорному геоэлектрическому горизонту, отождествляемому с домеловым кристаллическим фундаментом (Мороз, 1991; с дополнениями).

1 – выходы пород домелового фундамента; 2 – Главный камчатский глубинный разлом; 3 – разлом; 4 – изолинии глубин в км.

Дополнения: 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – вьюдающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); б – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления рис. 62, 63).

В проведенном тектоническом районировании особое место уделено Срединному массиву, как наиболее жёсткому и устойчивому к тектонической переработке блоку земной коры. От массива разветвляются Корякско-Камчатский, Восточно-Камчатский и Тигильский антиклинории, разделяемые прогибами. Констатируется унаследованный характер их развития с домелового периода. Вместе с тем, в районах Лесновского и Южно-Корякского поднятий структурные планы не соответствуют друг другу. Возможно, в результате инверсии прогибов в кайнозой в них произошло формирование локальных поднятий, отражённых в разрезе двояковыпуклой конфигурацией. Высказано мнение о природе кольцевых вулканно-тектонических структур, как результате прогибания под массой вулканических построек, т.е. как о бескорневых структурах (*мнение – наше. Г.П.Я.*)

В вещественном составе разреза кайнозоя и верхов мела Западной Камчатки существенную роль играют углистые образования. В кайнозой это интенсивное насыщение бурыми углями и лигнитом (возможно и детритом) пород разреза от палеогена до плиоцена: тигильская серия, свиты – напанская, снатольская, утхолокская, кулувенская, вывентекская, ваямпольская серия, свиты – ильинская и кекертская, серия кавранская, свита эрмановская (*Геологическая карта...*, 1976). В основании кайнозоя каменные угли распространены в верхнем мелу – майначская свита омгонской серии. Если угли позднекайнозойской эпохи угленакопления исключительно широко распространены на поверхности и интенсивно насыщают разрез, то верхнемеловые – на поверхности эпизодичны, но присутствуют в разрезах скважин. Однако следует добавить, что в угленосном разрезе Западной Камчатки встречаются силлы и межпластовые интрузии, то насыщение разреза углестым веществом в целом влияет на сопротивление разреза пород кайнозоя.

Разрезы Восточной Камчатки с её полуостровами почти целиком лишены углесодержащих пород и более насыщены вулканогенным материалом. Углистое вещество в разрезе кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки появляется только к северу от линии п. Козыревск – с. Кишкердино (р. Кохтун) в нерасчленённых отложениях верхнего миоцен-плиоцена в виде лигнита (*Геологическая карта...*, 1976), картируемых вплоть до п. Ука (р. Истык), где далее уже не картируются. Правда, в бассейне среднего течения р. Озерной-Уки картируется березовская свита (нижний-средний миоцен) с линзами каменного угля (*Геологическая карта...*, 1976). На Восточной Камчатке в разрезе хапицкой свиты (K_2-P_1) широко распространены углисто-глинистые сланцы, в разрезах конской свиты (ранее снатольская – P_1) – бурые угли (*Карте полезных ископаемых...*, 1999). Угли насыщают также и геологический разрез среднего-нижнего течения р. Пенжины и её левых притоков от Таловки до Чёрной. Здесь, от среднего-верхнего эоцена (ликланская свита) по нерасчленённый верхний миоцен-плиоцен в разрезе осадочных отложений картируются бурые угли, а на правом берегу нижнего течения р. Пенжины в бассейнах её притоков (Оклан, Ушканья) в нижних их течениях угли картируются в разрезе лав основного состава палеоцен-эоцена (*Геологическая карта...*, 1976). Этот факт отражён и на новейшей «*Карте полезных ископаемых ...*» (1999). Не удивительно, что на этой площади вулканогенно-осадочный чехол по величине кажущегося сопротивления близок разрезу Западной Камчатки.

Ю.Ф. Морозом высказано также своё мнение о природе вулканно-тектонических кольцевых структурах, мода на которые в конце восьмидесятых годов была очень распространена. Он считает, что они не находят отражения в геоэлектрическом поле в связи с редкой сетью наблюдений. Мы придерживаемся

того мнения, что в подавляющем большинстве это бескорневые морфоструктурные аппараты, и в те годы в рецензии на отчёт о работах по составлению карты вулcano-тектонических структур указали, что после завершения гравиметрической съёмки масштаба 1:200 000 девять из каждых десяти структур впоследствии не подтвердятся. Так оно и произошло – они «не состоялись» как элементы глубинной тектоники, отражая не только локальные вулканические аппараты, но и в большинстве своём четырёх-, шести-, восьми- и т. д. многоугольники-блоки, образованные системами ортогональных и диагональных разломов разного порядка на всех этажах коры. Впрочем, как и ныне, разломная тектоника не привлекала должного внимания в качестве главного элемента строения коры региона на краю континента.

Ю.Ф. Мороз считает малообоснованным и дискуссионным выделение разломных структур северо-западного простирания. Мы полагаем, что на это мнение в значительной мере повлияли геологические представления, в которых поперечным разломным структурам ещё не уделяется должного внимания. Вместе с тем, геоэлектрическое поле должно было изначально ориентировать автора на поиски геофизической аргументации таких направлений, как свидетельства поперечных дислокаций. Даже беглый взгляд на характеристики геоэлектрического поля дают об этом безальтернативное представление.

Выводы

1. Геоэлектрическое поле всех ярусов (этажей) кайнозойского вулканогенно-осадочного разреза Камчатки в полной мере отражает слоисто-блоковую структуру.
2. Слоисто-блоковая структура Камчатки обязана разломным дислокациям подавляюще диагональной системе региональной трещиноватости.
3. В образовании блоковых структур разреза важная роль принадлежит поперечным дислокациям северо-западного простирания.

3.V.9.

Одной из крупнейшей региональных структур Корякско-Камчатского региона посвящена статья *Иванова Б.В., Попруженко С.В., Апрелькова С.Е. «Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурное положение вулканов»(2001)*.

Исследование базируется на интерпретации гравитационного поля с построением геолого-геофизических разрезов. Важное место в исследовании уделяется структуре фундамента Ключевской группы вулканов и структурному положению четвертичных вулканов на территории Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД).

Структура Ключевской группы представляется сводово-глыбовым поднятием плиоцен-четвертичного возраста. На востоке от антиклинория хребта Кумроч она отделяется серией ступенчатых сбросов, с запада – разломом. Поднятие разбито разломами северо-западного простирания на ряд мозаичных глыб типа горстов: Кингоклинского, Ключевского, Шивелучского и грабенов: Толбачинского, Харчинского. Эти грабены и горсты покоятся на разновысоких (разноамплитудных) блоках мелового фундамента.

При построении глубинных разрезов опорными данными являются глубина сейсмической границы с граничной скоростью 5,0-5,4 км/сек – она достаточно уверенно связывается с кровлей верхнемелового складчатого основания и имену-

ется «меловым фундаментом» (МФ). Его петрофизические характеристики обусловлены степенью регионального метаморфизма пород складчатого основания и их интенсивной дислоцированностью. Ниже довольно уверенно прослеживается граница с граничной скоростью 5,7-6,4 км/сек, принимаемая большинством исследователей в качестве кровли «кристаллического фундамента» (КФ). Её петрофизический смысл неоднозначен: он связывается с фронтом метаморфизма, но чаще – с древним кристаллическим фундаментом Охотской эпимезозойской платформы, участки которой распространены в Срединном хребте. Названная сейсмическая граница характеризуется и скачком плотности.

Для МФ и КФ по совокупности характеристик сейсмических волн, плотностного моделирования, значения электропроводности и др. отмечается латеральная неоднородность с выделением крупных гетерогенных блоков, разделённых зонами глубинных разломов. Горизонтальная и латеральная неоднородность характерна также и для нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

3.V.10.

Результаты МТЗ по субширотному профилю от берега Охотского моря на восток рассмотрены в статье *Нурмухамедова А.Г. «Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина-Андреановка (Камчатка)» (2001)*. Профиль входит в систему региональных профилей второго класса, пересекающих Камчатку в субширотном направлении с целью изучения земной коры и верхней мантии сейсмоактивных зон и областей активного вулканизма (рис. 64). При интерпретации геоэлектрического разреза автор использовал схему тектонического районирования *Апрелкова С.Е. и Ольшанской О.Н. (1989 г.)*.

Профиль (рис. 65) пересекает с запада на восток северную окраину Охотской платформы, расположенную к югу от профиля. С запада на восток: южное окончание Западно-Камчатской складчатой зоны, Центрально-Камчатский вулканический пояс (до точки перегиба профиля), далее в северном направлении проходит вдоль Центрально-Камчатской депрессии примерно до широты $55^{\circ} 30'$ и поворачивает на восток с ориентировкой на г. Андреановку (выс. 774 в верховьях р. Андреановки).

Автор подробно рассматривает западную часть профиля (пикеты 0-85 км), на которой опорным горизонтом высокого сопротивления отражена кровля верхнемелового основания Ичинского прогиба. При пересечении профилем предгорий Срединного хребта Камчатки в интервале пикетов 85-180 км автор не выделяет латеральных геоэлектрических горизонтов, отмечая, что для Срединного выступа, Охотской платформы и восточной части Западно-Камчатской складчатой области характерна мозаичная картина распределения электропроводности, связанная с метаморфизмом средне-верхнепалеозойского и верхнемелового комплексов пород с распространёнными в них интрузиями.

В центральной части профиля (пикеты 80-270 км) автор аргументирует выделение Долиновской впадины Центрально-Камчатской депрессии, в которой нижняя геоэлектрическая граница отождествляется с кровлей верхнемелового комплекса. По системе разломов она ступенчато погружается к середине отрезка профиля и в интервале пикетов 225-250 км достигает глубины 5,5-6,5 км.

Эта часть разреза может толковаться двояко: первый вариант – кровля верхнемелового фундамента находится на глубине около 6 км, а над ним насыщенная минерализованными водами нижняя часть палеогеновой толщи; второй вариант –

низкоомная часть над опорным горизонтом связана с катаклазированной частью кровли верхнемелового фундамента. Во втором варианте глубина кровли горизонта, т.е. и фундамента, составит более 3,5 км. Сравнивая эту часть профиля с параллельным сейсмопрофилем КМПВ (Горбадей, Матвеев, 1978 г.), автор принимает первый вариант объяснения природы погружения опорного низкоомного горизонта грабена. На оставшейся части профиля автор в пределах низкоомной части разреза предполагает ультраосновную интрузию.

Все границы по линии разреза автор представляет вертикальными, закономерность их расположения по латерали не анализирует.

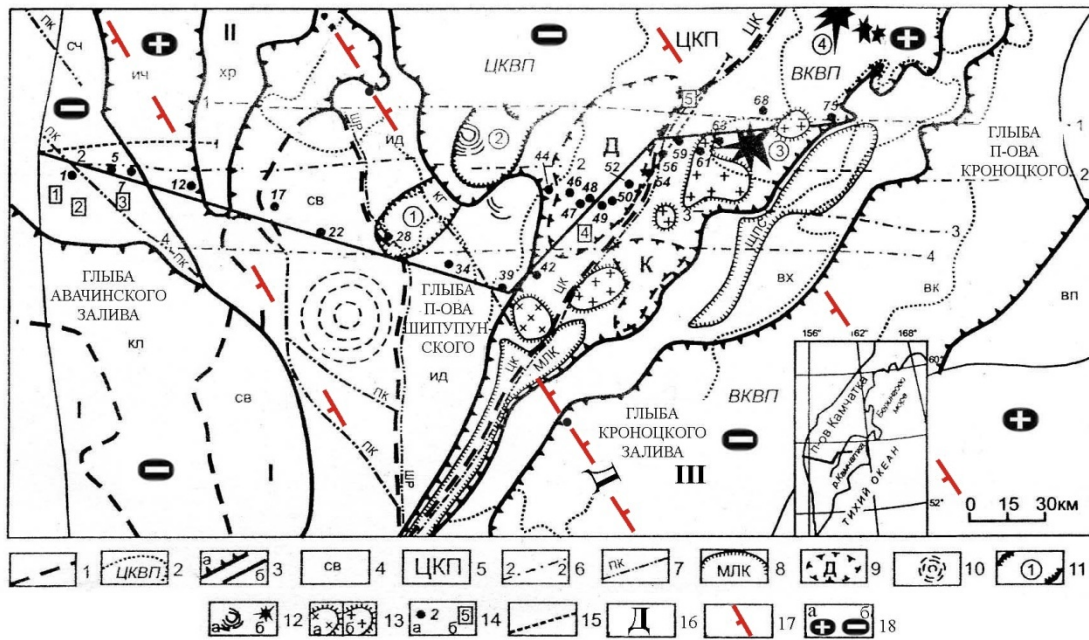


Рис. 64. Схема тектонического районирования (Нурмухамедов, 2001, с использованием материалов Апрелькова и Ольшанской, 1989; с дополнениями).

I - границы Охотской платформы и складчатых зон (I - Охотская платформа, II - Западно-Камчатская складчатая зона, III - Восточно-Камчатская складчатая зона); 2-границы вулканических поясов и их названия (ЦКВП - Центрально-Камчатский, ВКВП - Восточно-Камчатский); 3 - границы антиклинорий, синклинорий и блоков (а - «нормальные», б - по разломам); 4 - названия структур: СВ - Срединный выступ основания, СЧ — Саичикский антиклинорий, ИЧ - Ичинский синклинорий, ХР - Хайрюзовский антиклинорий, КЛ - Колпаковский синклинорий, ИД - Ирунейская дуга, ВХ - горст-антиклинорий Восточных хребтов, ВП - горст-антиклинорий Восточных полуостровов, ВК - Восточно-Камчатский синклинорий; 5 - Центрально-Камчатский межгорный прогиб; 6 - транскамчатские широтные разломы (1-1 - Лаучанско-Адриановский, 2-2 - Ичинский, 3-3 - Кизиминский, 4-4 - Облуковинский); 7 - региональные разломы других направлений и их названия (ЦК - Центрально - Камчатский, ШР - Шаромский, КГ - Кирганикский, ПК - Петропавловско-Крутогорский); 8 - новейшие грабены и их названия (ЩПС - Щапинский, МЛК - Мильковско-Быстринский); 9 - впадины ЦКП и их названия (Д - Долиновская, К - Китильгинская); 10 - Хангарский гранито-гнейсовый купол; 11 - вулcano-тектонические структуры (1 - Кирганикская, 2 - Кимитинская); 12 - щитовые и щитовидные вулканы (а) и стратовулканы (б) (3 - Николка, 4 - Толбачик); 13 - погребенные интрузии (а - основного-среднего состава, б - основного-ультраосновного состава); 14-точки МТЗ вдоль профиля и их номера (а), пробуренные скважины (б): 1-Схикийская-1, 2-Усть-Облуковинская-1, 3-Крутогоровская-1, 4 - Долиновская-2, 5 - Безводная-1; 15 - Профили КМПВ.

Дополнения: 16 - Д - Диагональный шов (Ротман, 1964); 17 - поперечные межглыбовые разломы северо-западного - алеутского направления; 18 - направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а - воздымающиеся, б - опускающиеся (опаздывающие в воздымании): Авачинского залива, п-ова Шипунского, Кроноцкого залива, п-ова Кроноцкого.

Комментарий

Несмотря на широтное простирание, т.е. косое к северо-восточному профилю МТЗ, его геоэлектрический разрез даёт возможность получения представления о соотношениях пересекаемых им частей продольных геоструктур.

Начальный отрезок профиля в интервале пикетов 0-85 км отчётливо фиксирует южное окончание Ичинского прогиба Западной Камчатки. Другой отрезок профиля в интервале пикетов 85-180 км отражает разрез поднятой глыбы Шипунского полуострова, северо-восточное ограничение которой проходит по линии: на юге – устье р. Жупановой – с. Мильково – устье р. Сопочной – на западе. К северу от неё простирается опущенная глыба Кроноцкого залива.

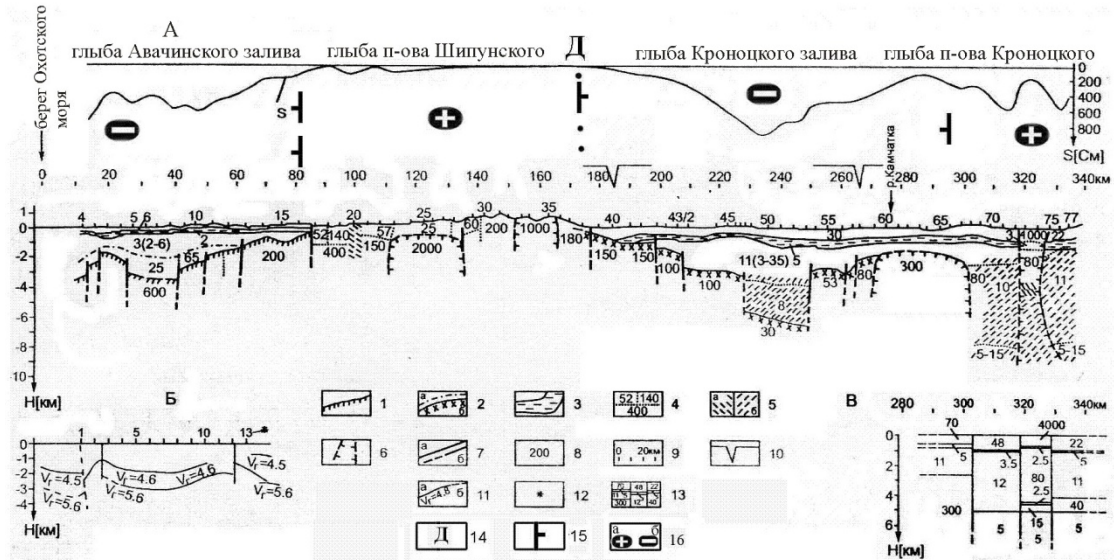


Рис. 65. А – Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю пос. Ниж. Облукована – г. Андриановка. Б – Сейсмический разрез по профилю КМПВ (Ичинский), В – Результаты двумерного численного моделирования в восточной части профиля (290-340 км профиля) (Нурмухамедов, 2001; с дополнениями).

1 – опорный геоэлектрический горизонт, ассоциирующий с кровлей верхнемелового комплекса Ичинского прогиба; 2 – геоэлектрические границы, ассоциирующие: а) с кровлей отложений тигильской серии (палеоген) Ичинского прогиба, б) с кровлей верхнемелового фундамента Центрально-Камчатского прогиба; 3 – низкоомный геоэлектрический горизонт, выделенный в толще неогеновых отложений; 4 – прочие геоэлектрические границы, разделяющие участки различного сопротивления; 5 – зоны: а) anomalно низкого сопротивления (1-3 Ом·м); б) низкого сопротивления (4-26 Ом·м); 6 – контуры высокоомных тел, ассоциирующих с интрузивными образованиями; 7 – разломы: а) уверенные, б) предполагаемые; 8 – среднее значение сопротивления (Ом·м); 9 – разметка профиля в километрах; 10 – точки изгиба линии разреза профиля; 11 – сейсмические границы в разрезе КМПВ: а) уверенные; б) предполагаемые и значения граничных скоростей; 12 – пикеты на профиле КМПВ обозначают проекцию точек МТЗ на сейсмический профиль; 13 – блоки различного сопротивления (Ом), выделенные в разрезе по результатам двумерного численного моделирования.

Дополнения: 14 - Д – Диагональный шов (Ротман, 1964) и перчные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного – алеутского направления; 16 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Особый интерес представляет ступенеобразное погружение блоков Долиновской впадины ЦКД с максимальным погружением в интервале пикетов 205-230 км до 5,5-6,5 км. Этот локальный грабен длиной около 25 км в косом сечении отражает зону поперечного межглыбового северо-западного разлома, ограничивающего с севера опущенную глыбу Кроноцкого залива. Осевая линия этого разлома проходит с юга через Кроноцкое озеро – долину р. Щапины в её нижнем те-

чении и далее на северо-запад через нижнее течение р. Быстрой до устья р. Хайрюзовой.

От зоны разлома к северу прогиб Центрально-Камчатской депрессии ещё прослеживается по яркому обратному ступенеобразному подъёму уступа кровли фундамента, который фиксирует переход к следующей – поднятой, глыбе Кроноцкого п-ова.

Обращение к разрезу свидетельствует об определённой закономерности в расстояниях между вертикальными разломными ограничениями блоков пород разного сопротивления, отражённой в ширине блоков геологического разреза. Эта закономерность проявлена в периодичности проявления одинаковых структур, т.е. разломов или ширины ограниченных ими блоков. Такое явление характеризует симметрию структур, близкую в данном случае к симметрии подобия или классической. В западной части разреза характерно ступенчатое поднятие опорного горизонта с формированием горста (пикеты 4-5), затем фиксируется грабен, следом вновь ступенчатое воздымание. Близкая картина поведения горизонтальных границ раздела и в интервале пикетов 160-270 км с симметричным опусканием и воздыманием блоков от пикета 240 в обе стороны. Аналогично поведение латеральных границ и в тех блоках профиля в интервале пикетов 82-145, где опорный разрез не выделяется.

Выводы

1. Геоэлектрический разрез подтверждает глубинный уступ северного ограничения поднятой глыбы Шипунского п-ова по линии устье р. Жупанова – устье р. Сопочной, к северу от которой расположена опущенная глыба Кроноцкого залива. Её северное ограничение в геоэлектрическом разрезе отражено максимально опущенным блоком шириной около 25 км с глубиной залегания верхнемелового фундамента 5,5-6,5 км, который фиксирует зону поперечного межглыбового разлома по СЗ линии озеро Кроноцкое – долина р. Щапины – устье р. Хайрюзовой.

2. Восточное окончание профиля МТЗ фиксирует ступенеобразное воздымание фундамента как переход к поднятой глыбе Кроноцкого п-ова.

3. Размеры блоков или расстояния между образующими их разломами отражают симметрию их распределения, отвечающую симметрии классической или близкой к симметрии подобия распределения геологических структур: блоков и разломов. Симметрия геологических структур на профиле МТЗ подтверждает данные интерпретации магнитного, гравитационного полей и геоэлектрического разреза и на других площадях региона.

3.V.11.

Злобин Т.К., Гуреев П.Г., Злобина Л.М. «Глубинное строение на Юго-Западной Камчатке по данным метода объёмных волн землетрясений» (2005).

Новой методикой интерпретации данных МОВЗ, полученных на региональных электроразведочных профилях по Западной Камчатке, обоснованы представления о глубинном строении по западным отрезкам этих профилей. Переинтерпретация МОВЗ выполнена на большом опыте авторов по изучению глубинного строения «... земной коры и верхней мантии в пределах сложнопостроенной Курильской островной дуги» (стр. 14). В статье рассмотрены отрезки профилей: северного – 5 (рр. Облуковина-Андриановка) и южного – 1 (р. Коль-бухта Калы-

гирь). Построены разрезы (глубинный, временной) в сопоставлении с данными КМПВ. Выделен ряд границ в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое: K_0 – кровля акустического фундамента, K_1 – подошва верхнемелового комплекса в Ичинском прогибе, и таким образом слой между K_0 – K_1 отвечает верхнемеловому комплексу. Граница K_1 – отражает кровлю гранулитогнейсового или магмаметаморфического комплекса. Граница K_2 – кровля нижнего «базальтового» слоя (гранулитобазитового слоя коры), M_0 – граница Мохо, граница M_1 – раздел в верхней мантии (рис.66, 67). Особенностью глубинных разрезов МОВЗ является выделение зоны разломов.

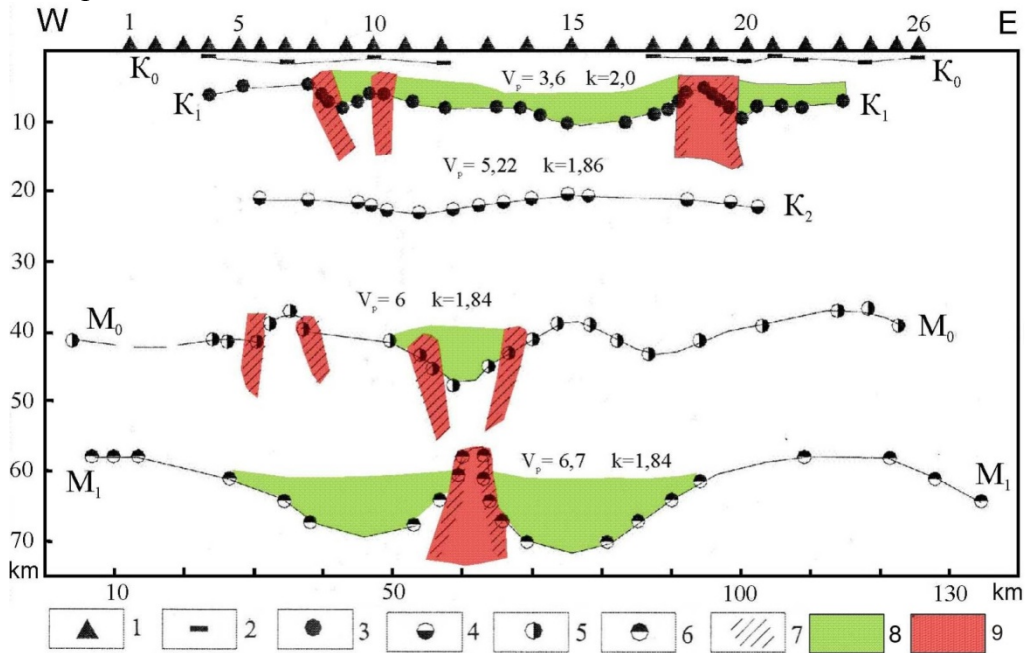


Рис. 66. Глубинный разрез МОВЗ вдоль профиля 5 р. Облуковина-г. Андриановка (Злобин др., 2005; с дополнениями).

1 – пикеты установки сейсмических станций; 2-6 – сейсмические границы обмена, связываемые с границей в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое (2), подошвой верхнемелового комплекса (3), кровлей гранулитобазитового («базальтового») слоя (4), подошвой земной коры (5) и границей в верхней мантии (6); 7 – разломы; 8 – опущенные части земной коры; 9 – поднятые части земной коры, в т.ч. разломные. На разрезе обозначены: V_p – скорости продольных волн в км/с и K – отношение скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s .

Комментарий

Примечательностью разрезов является насыщенность разломами, выделенными по всему диапазону глубин – при этом на профиле рр. Облуковина-Андриановка – до глубин 70 км, р. Коль – бухта Калыгирь – до 120 км.

Ширина между сближенными разломами по всем границам составляет около 10 км, реже 15 км (!). При этом зона разлома с шириной между соседними (40 км) устанавливается на глубине до 110 км (!) по южному профилю. Другой феномен разрезов – мощность земной коры. На северном профиле она достигает 38-42 км, на южном – около 40 км.

На северном профиле разломы выделяются на границах K_1 , M_0 и M_1 – граница K_2 горизонтальна на протяжении около 20 км. На южном профиле хорошо следует с глубиной зона разлома по горизонтам K_0 , K_1 , K_2 , M_0 и M_1 (до глубин около 48 км) и вновь выделяется на глубине около 100-110 км по горизонтали в верхней

мантии (M_3 и M_4) – *рис. 68*. На этом профиле в интервале пикетов 5-12 зона разлома падает в интервале глубин 3-56 км к юго-востоку, что отражает два разреза по глубине: к СЗ от ПК 12 – опущенную часть, к ЮВ от ПК 12 – поднятую.

Это относится к коре и верхней мантии (т.е. литосфере) и отражает выход их границ к поверхности на западном фланге Срединного массива. Заметим, что Вилючинский СЗ региональный разлом отражён в границах лишь в коровых слоях (K_1 - K_2) на глубинах около 20-24 км. Вместе с тем разломы в интервале ПК 5-12 следятся, как сказано выше, до глубин 50-60 км. Здесь проходит выделенная нами зона поперечного межглыбового разлома р. Кихчик – бухта Асача.

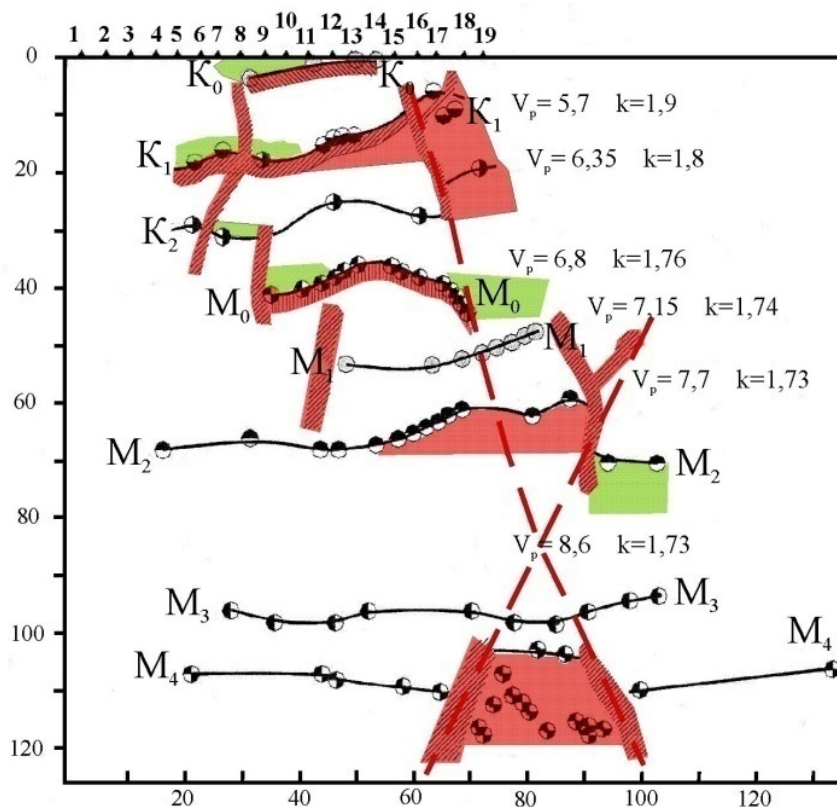


Рис. 67. Глубинный разрез МОВЗ вдоль профиля 1 р. Коль-бух. Калыгирь (Злобин и др., 2005; с дополнениями; усл. обоз. см. рис. 66).

Треугольниками показаны пикеты установки сейсмических станций, кружками и волнистыми линиями – сейсмические границы обмена, связываемые с границей с границей в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое (K_0), подошвой верхнемелового комплекса (K_1), кровлей гранулитово-базитового («базальтового») слоя (K_2), подошвой земной коры (M_0) и границами в верхней мантии (M_1 - M_4); штриховкой даны зоны разломов. На разрезе обозначены: V_p – скорости продольных волн в км/с и k – отношение скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s .

Выводы

1. Выделяются вертикальные зоны глубинных разломов до глубин 70 и 120 км при расстояниях между ними 15-30 км.
2. Зоны разломов как колонны разуплотнённого вещества прослеживаются отдельными столбами по нескольким горизонтам, не создавая единых цельных столбов.

3.V.12.

Статья *Мороза Ю.Ф., Лагуты Н.А., Мороз Т.А. «Магнитотеллурическое зондирование Камчатки» (2008)* свидетельствует об обращении авторов к проблеме поперечных северо-западных и широтных дислокаций. В своих работах 80-90-х годов XX века утверждалась сомнительность правомерности выделения поперечных дислокаций по геофизическим данным. Основным аргументом было выдвинутое ими положение о невыдержанности по площади латеральных геофизических границ. В 1991 г. автор (*Мороз, 1991*) относит сомнение к правомерности выделения разломов только по данным поля силы тяжести. Следовало ожидать, что будет продолжено подтверждение выделения северо-западных и широтных разломов другими методами. И вот сейчас авторы предлагают погашение влияния локальных геоэлектрических неоднородностей методом конформного преобразования. Они пишут, что получение материалов новыми электроразведочными цифровыми станциями дало возможность и получения новых интерпретационных данных – они позволили выделять в литосфере крупные поперечные проводящие зоны, создающие трёхмерные глубинные неоднородности. Проведен пересмотр основы районирования геологического разреза Камчатки по типу кривых МТЗ с целью создания новой модели глубинного районирования. Были выделены эффекты региональной составляющей путём пространственной фильтрации (по аналогии с гравиметрией).

Районируется распределение типов кривых по форме и организации их в семейства. Процедура выполнена для продольных и поперечных кривых. Выделено 34 района, отличающихся по типам семейств (*рис. 68*). Подобная процедура была выполнена ранее (*Мороз, 1985*) для кривых, полученных на аналоговых записях, качество которых признано недостаточным для уверенной интерпретации. Районирование этих кривых тоже приведено нами на *рис.68* в сравнении с таковым настоящей статьи (*рис 69*).

Комментарий

Сравнение районирования на *рис. 68 и 69* даёт важнейший выход в тектонику п-ова Камчатки. Её глубинный разрез, вплоть до подошвы астеносферы, имеет линейно-блоковую структуру. Линейность ярко проявлена в ориентировании площадей групп семейств кривых МТЗ по северо-восточному простиранию, столь же ярко проявленному в геологической поверхности полуострова. И этот вывод очевиден на обеих схемах районирования, составленных с перерывом около 30 лет. К сожалению, этот аспект авторы настоящей публикации не акцентируют.

Второй аспект сопоставленных схем говорит о преобладании границ площадей поперечных направлений: на Южной Камчатке они субширотные, к северу от с. Мильково – северо-западные. Не вдаваясь в анализ этого, можно говорить о существовании в целом поперечных границ в продольных СВ региональных структурах Камчатки подавляюще северо-западного простирания. Этот тезис очевиден на фактических данных геофизических и геологических региональных и детальных съёмок.

На авторской современной схеме районирования выделяется (*рис. 71*) четыре узких проводящих глубинных зоны СЗ простирания и конечной длиной на суше с простиранием на ЮВ в океан. Их продольные границы контролируются отрезками поперечных межглыбовых разломов от восточной границы ВКВП к востоку.

На Западной Камчатке глубина кровли астеносферного проводящего слоя зоны (I) – 150 км. В ЦКВП глубина зоны (II) заканчивается на глубине 100 км. К востоку последовательно глубина кровли зоны III составляет 70 км, а на Восточных полуостровах (зона IV) опускается до 120 км. Выступ астеносферного слоя (очевидно в зонах II и III) связывается авторами с областями современного вулканизма. Стоит отметить, что для зоны III это отвечает распространению вулканитов ВКВП, но в зоне II это положение вряд ли обязательно.

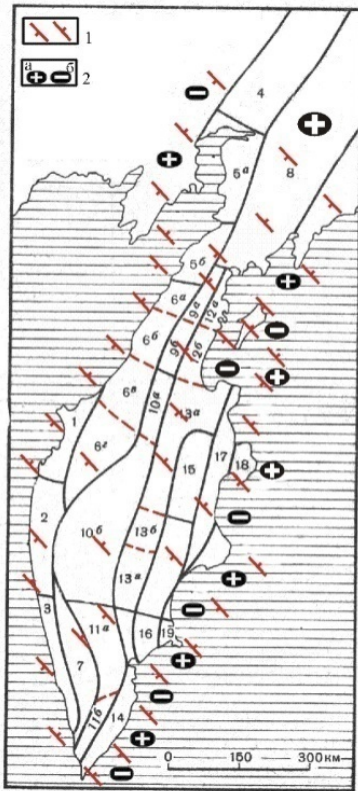


Рис. 68. Схема расположения семейств кривых на Камчатке (Мороз, 1985, 1991; с дополнениями).

Номера семейств кривых соответствуют номерам районов.

Дополнения: 1 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 2 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

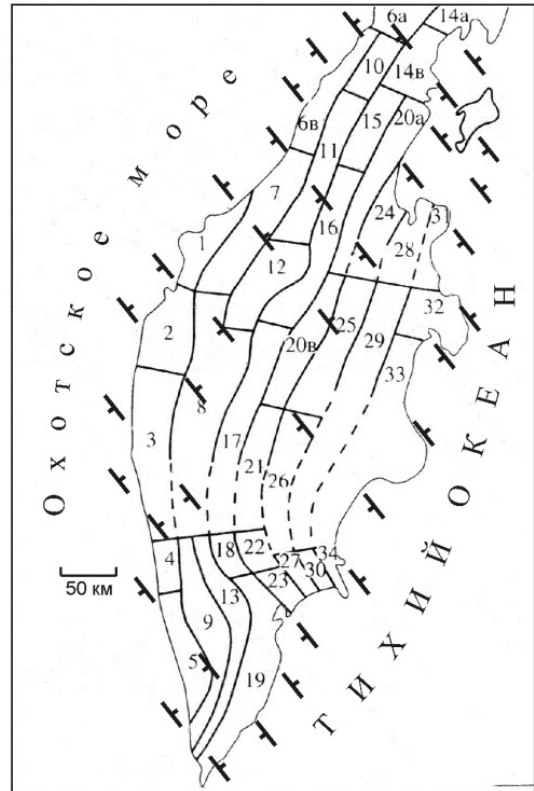


Рис. 69. Схема расположения семейств продольных и поперечных кривых МТЗ (Мороз и др., 2008; с дополнениями).

Цифрами обозначены номера районов, отвечающие номерам средних кривых на рис. 68.

Дополнения: см. на рис. 68.

Любопытно соотношение выделенных зон корового и литосферного слоёв со схемой расположения пунктов МТЗ. В их площадях – минимум (зоны б, в,) и максимум плотности наблюдений (зоны а, г) – это видно на авторском рис. 71. Если принять во внимание фразу авторов «К поперечным зонам приурочены центры современного вулканизма» (стр. 97), то нелишне вспомнить, что вулканы в зоне б и а – Кизимен-Гамчен и Авачинский-Корякский – лежат на линии азимута $310-320^{\circ}$, а не на 290° . И при этом учёте границы зон совпадают с отрезками поперечных межглыбовых разломов коры юго-восточной окраины Камчатки (Яроцкий, 1976).

Предложенная к статье схема районирования разреза земной коры Камчатки свидетельствует о долгоживущей плодотворности выполненной аналогичной работы одним из её авторов (Мороз, 1984). Бесспорно, что и дальнейшее совершенствование работы методом МТЗ даст новые геологические данные как в более детальном районировании, так и в плане крупных региональных обобщений. Требуется выполнение аналогичных работ для материковой части региона.

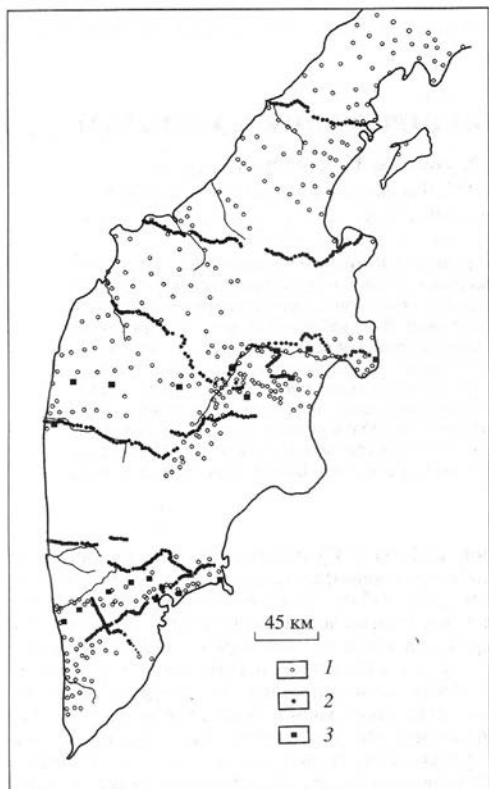


Рис. 70. Схема расположения МТЗ.
1, 2, 3 – МТЗ в диапазоне периодов 10-1000 с, 0.1-1000 с и 1500-15000 с, соответственно (Мороз, Лагута, Мороз, 2008).

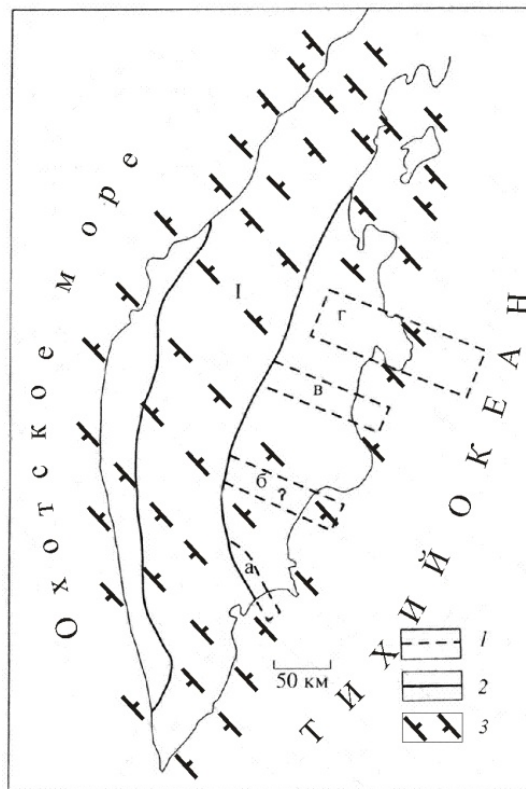


Рис. 71. Схема проявления корового слоя на продольных и поперечных кривых (Мороз, Лагута, Мороз; 2008).

1 – границы области проявления корового слоя (I) по продольным и поперечным кривым; 2 – границы зон проявления корового (а, б, в) и литосферного (г) слоев по поперечным кривым.

Выводы

1. Схема районирования земной коры по геоэлектрическому разрезу Камчатки отражает её слоисто-блоковую структуру.
2. Границы площадей районирования земной коры укладываются в схему глыбово-клавишной структуры земной коры и блоково-клавишной её горизонтов.
3. Схема районирования продольных и поперечных кривых МТЗ отражает генерализацию положения межглыбовых поперечных разломов Камчатки и фрагментарность их отрезков.

2.V.13.

Апрелков А.Е., Попруженко С.В. в статье «Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки» (2009).

Описание содержания исследования, затрагивающее многоаспектные взгляды на тектонику территории всего Корякско-Камчатского региона не входит в нашу задачу. Поэтому затронуты те аспекты, которые являются интересными с позиции концепции глыбово-клавишной структуры земной коры. Мы считаем, что исследования С.Е. Апрелкова и С.В. Попруженко содержат исключительно непроверяемые её аргументы. Например, при идентификации Олюторско-Восточно-Камчатской зоны нами учитывается факт значительного (десятки км) удаления их критерия доказательств концепции – структурно-вещественных комплексов к западу от границ зоны. Это его офиолитовый комплекс – Евъинваямский блок (85 x 10 км) в Корякии, Хайрюзовский антиклинорий (175 x 50 км) на Камчатке. Мы полагаем, что это типичные примеры выхода на поверхность глубоких разрезов земной коры вплоть до кристаллического фундамента на отдельных блоковых участках продольных структур (рис. 74). Эти участки и создают, как их звенья, глыбово-клавишную структуру земной коры. И хотя такие удаления слишком далеки от западной границы Олюторско-Восточно-Камчатской зоны, они не нарушают целостности нашей концепции, если принять глыбово-клавишную структуру земной коры на активной окраине древнего континента.

Статья является итоговым оформлением взглядов авторов с позиций анализа гравитационного поля региона.

Комментарий

Южная модель (рис. 73,б) земной коры отчётливо отражает глыбово-клавишное строение земной коры Камчатки в следующих аргументах:

- в виде опущенной глыбы Кроноцкого залива, отражённой в кровле структуры слоя консолидированной земной коры (K_2);
- в прогибе поверхности подошвы позднемезозойских осадочных образований. Центральная часть модели отражает воздымающуюся глыбу Кроноцкого полуострова при сокращении вдвое мощности позднемеловых осадочных образований;
- в воздымании кровли верхнего «гранитно-гнейсового» слоя коры, кровли среднего и нижнего слоёв консолидированной земной коры (K_1 и K_2);
- в исчезновении (быстрому выклиниванию) «гранитно-гнейсового» слоя с резким подъёмом границы K_2 и поверхности М;
- в резком обрыве восточной границы Центрально-Камчатской зоны западной части Центрально-Камчатской депрессии, с прогибом границ K_1 , K_2 и поверхности М;
- в подъёме границ K_1 и K_2 , поверхности М при переходе от опущенной глыбы Кроноцкого залива на воздымающуюся глыбу Кроноцкого полуострова (мыс Африка).

Северная модель земной (рис. 73 а) коры отражает глыбово-клавишную структуру земной коры материковой части Корякско-Камчатской складчатой области аргументами:

- клином земной коры к океану;

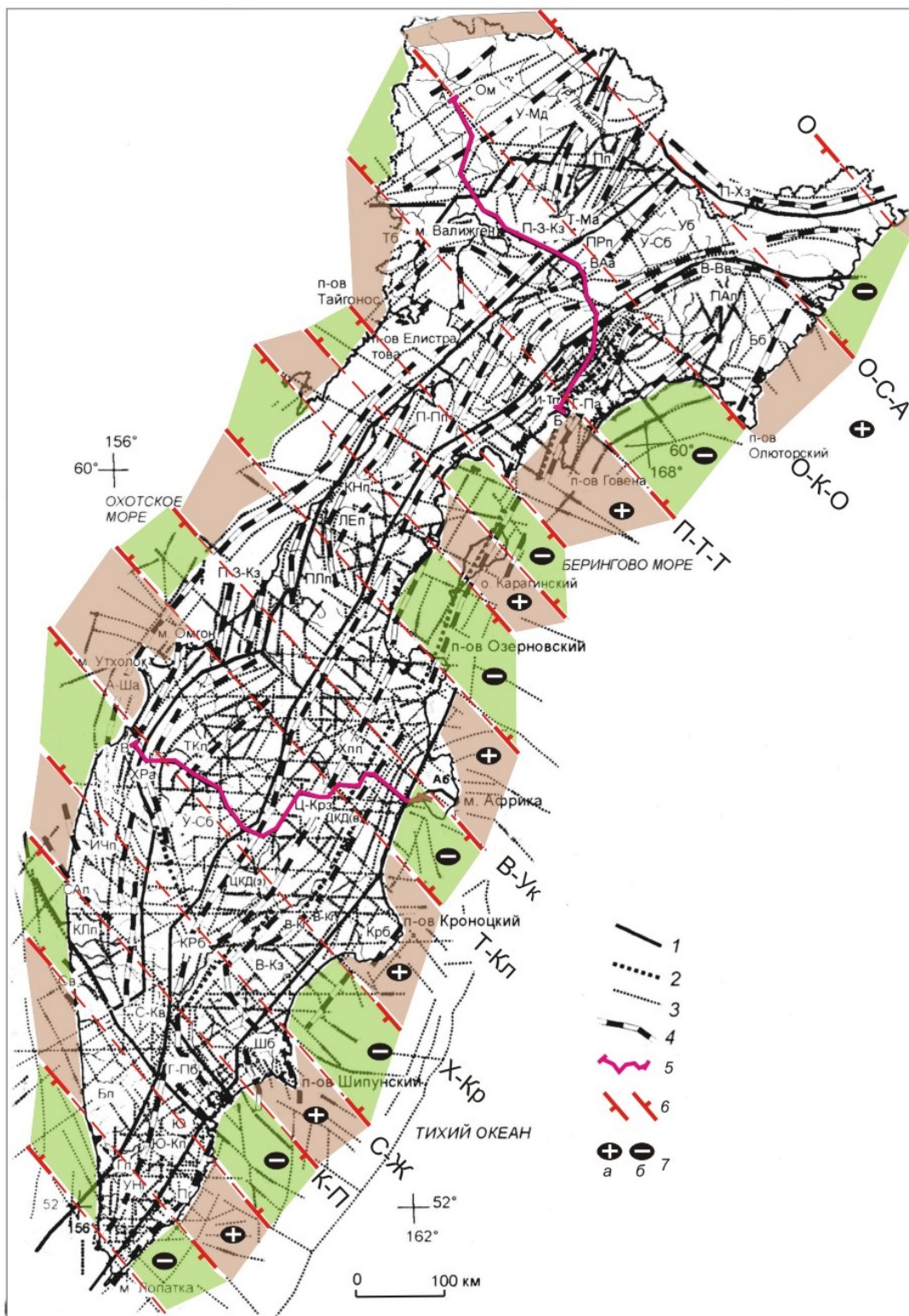


Рис. 72. Система поперечных межглыбовых глубинных разломов и глыб земной коры (Яроцкий, 1974, 1976, 2006 и др.) на фоне тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области (Апрелков, Попруженко, 2009; с дополнениями).

Условные обозначения к рис. 72.

По схеме фактического районирования Корякско-Камчатской складчатой области (по геолого-геофизическим данным) (С.Е. Априлков, С.В. Попруженко, 2009).

Тектоническая схема: 1 – границы структурно-формационных зон, массивов, плит, блоков; 2 – предполагаемые границы: восточная Центрально-Камчатской рифтогенной зоны и северная Срединного выступа; 3 – прочие крупные разломы; 4 – оси крупных антиклинальных структур (в том числе погребенных); б – линии глубинных разрезов (моделей), представленных на рис. 73 а, б; 5 – положение профилей (рис. 73, 74).

Буквенные обозначения: ОМ – Омолонский массив, Тб – Тайгоносский блок; складчатые зоны: П-З-Кз – Пенжинско-Западно-Камчатская, П-Хз – Пикасьваям-Хатырская, В-Кз – Олюторско-Восточно-Камчатская (Восточно-Камчатская), Ю – Южно-Камчатская; Ц-Крз – Центрально-Камчатская рифтогенная зона; У-Сб – Укэляят-Срединный блок, Бп – Большерецкая плита; антиклинории, горсты, горст-антиклинории, поднятия: У-Мд – Удско-Мургальская дуга (Мургальский антиклинории), Т-Ма – Таловско-Майнский, ВАа – Ваежский, А-Ша – Амбонско-Шелиховский, В-Ва – Вывенско-Ватынский, Г-Па – Говенско-Пахачинский, КНп – Кинкильское, ЛЕп – Лесновское, Хра – Хайрюзовский, Хпп – Хавывенское (погребенное), Пг – Прибрежный, УНг – Ункановичский; прогибы, депрессионные зоны: Пп – Пенжинский, ПРп – Парапольский, П-Пп – Пусторецко-Парапольский, ПЛп – Паланский, ПАп – Пахачинско-Апукский, ИЧп – Ичинский, КЛп – Колпаковский, Гп – Голыгинский, В-Кп – Восточно-Камчатский, Ю-Кп – Южно-Камчатский, И-Тп – Ильпинско-Тылговаямский, ТКп – Теклаваямский, ЦКД(з) – западная депрессионная зона ЦКД, ЦКД(в) – то же, восточная; выступы: Св – Соболевский, С-Кв – Срединно-Камчатский массив; блоки: Уб – Укэляятский, Г-Пб – Ганальско-Петропавловский (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций), Шб – Шипунский, Крб – Кроноцкий, Аб – Африканский, КРб – Кирганикский, Бб – Беринговский.

Дополнения: б – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

- падением западной границы опущенной глыбы Олюторского залива на юго-запад по зоне Парень-Таловско-Тиличикского и на северо-востоке – по зоне Омолон-Каменско-Олюторского сквозькоровых межглыбовых разломов, что подтверждает трапециевидное сечение земной коры на южном окончании опущенной глыбы залива;

- прогибом границ K_1 и K_2 , поверхности М на границе древнего континента;
- увеличенной мощностью древнего (сланцево-базитового) слоя в Укэляят-Срединном блоке прогиба Пенжинско-Западно-Камчатской зоны.

Система поперечных межглыбовых глубинных разломов и глыб земной коры Корякско-Камчатской складчатой области отражена на схеме её тектонического районирования глубинными разломами – границами структурно-формационных зон (на юге Камчатки), массивов, плит и блоков, осями крупных аналогичных структур, границам кайнозойских впадин на прилегающих акваториях.

Аргументируя Пенжинско-Западно-Камчатскую СФЗ авторы дают её общую характеристику. Она с севера области прослеживается на запад от бассейна р. Анадырь, через бассейн р. Пенжины на полуостров Елистратова, а по гравитационным данным прослеживается и в заливе Шелихова. На Западной Камчатке через ряд блоковых структур структурно-вещественных комплексов она приобретает название Пенжинско-Западно-Камчатской зоны. Южнее хребта Морошечного она от меридионального простирания резко разворачивается на юго-восток и подходит под острым углом к Хайрюзовскому антиклинорию вблизи северной части Срединного выступа метаморфид. Этот разворот хорошо виден на космоснимках и в гравитационном поле (рис. 73 а, б). От массива зона простирается до Авачинского залива. Линия северо-западного простирания разделяет Северную и Южную Камчатку.

Разворот структур к Авачинскому заливу отражает, по мнению авторов, продолжение Пенжинско-Западно-Камчатской зоны в Начикинской зоне поперечных

дислокаций, охватывающей Ганальский хребет и обширные площади окрестностей г. Петропавловск-Камчатского.

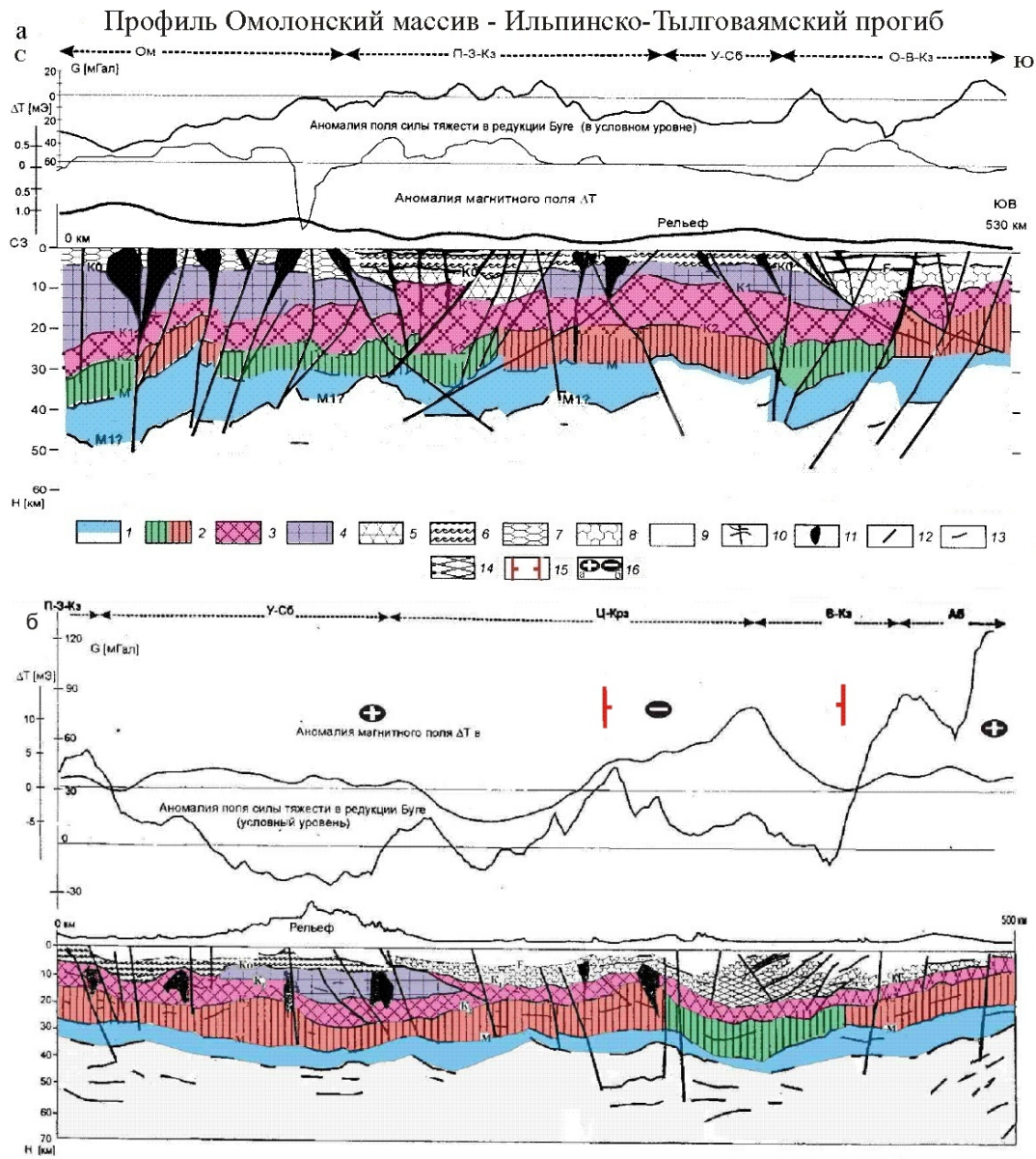


Рис. 73. Геолого-геофизические модели строения земной коры по профилям (а), (б) (Апрелков, Попруженко, 2009; с дополнениями).

1 – верхняя мантия; 2-4 – слои консолидированной земной коры: 2 – нижний (гранулитово-базитовый), 3 – средний (сланцево-базитовый), 4 – верхний (гранито-гнейсовый); 5 – рифтогенные комплексы Пенжинской зоны; 6 – позднемезозойские осадочные образования; 7 – чехол Омолонского массива и вулканические комплексы ОЧВП; 8 – "меловые" вулканогенно-кремнистые и кремнисто-вулканогенные образования; 9 – кайнозойские осадочные, вулканогенно-осадочные образования; 10 – корневые системы кайнозойских вулканогенных комплексов; 11 – крупные интрузии различного состава; 12 – разломы, предполагаемые по геолого-геофизическим данным; 13 – границы обмена по данным МОВЗ; 14 – интенсивно тектонизированные образования позднего мезозоя и кайнозоя.

Буквенные обозначения: М – граница Мохоровичича, F – "верхнемеловое складчатое основание", Ко – кровля консолидированной земной коры, K₁, K₂ – кровля среднего и нижнего слоев консолидированной земной коры. M₁? – границы обмена в верхней мантии.

Дополнения: 15 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 16 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Со ссылкой на публикации 1970 г. М.М. Лебедева, Ю.М. Ястремского и И.С. Гузиева авторы констатируют северо-западное простираие Начикийской зоны, дают ей наименование Малко-Петропавловской (Начикийской) структуры и пишут: «Представляется, что Малко-Петропавловская (Начикийская) зона является продолжением Пенжинско-Западно-Камчатской, но смещена к югу от первоначального положения на величину примерно 700 км. Возможно, что это чисто структурное (геометрическое) восприятие такого продолжения Пенжинско-Западно-Камчатской зоны» (стр. 99). Заметим, что такие смещения вероятны благодаря зажатости её двумя поперечными глубинными межглыбовыми разломами: именно по ним, как по «салазкам» возможно перемещение (см. «Структуры...», 1984).

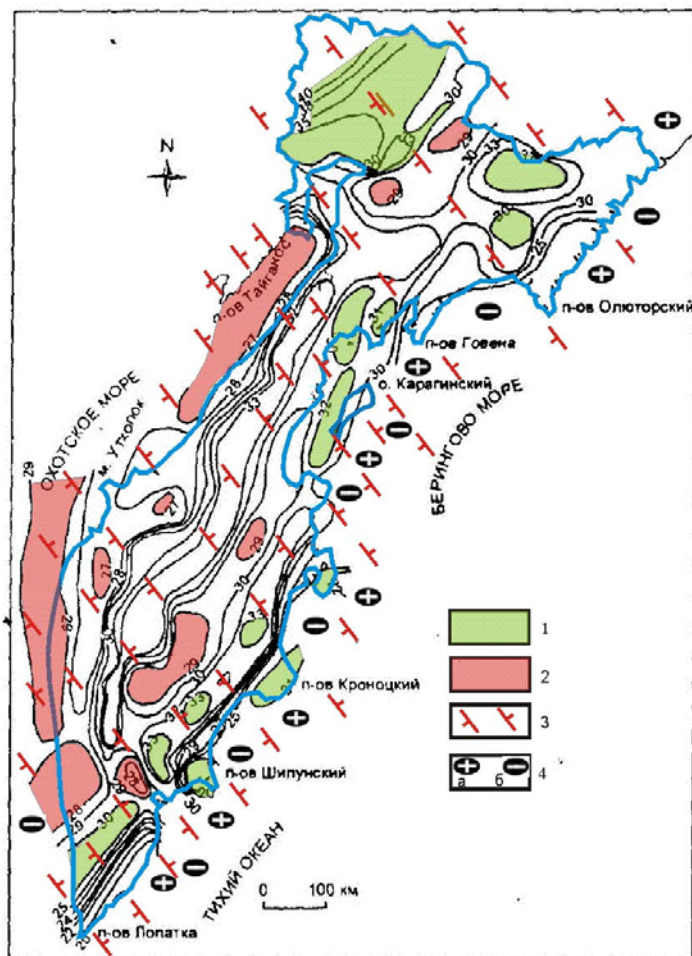


Рис. 74. Схема глубины залегания поверхности М (Апрелков, Попруженко, 2009; с дополнениями).

Дополнения: 1 – прогнутые территории поверхности М; 2 – приподнятые территории поверхности М; 3 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления (упрощённая схема), 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Авторы рассматривают вещественный состав пород площадей, выполняющих и сопровождающих Пенжинско-Западно-Камчатскую зону, и находят аналогии северных её частей в виде метаморфид и метаморфизованных пород Ганальского выступа, который включён в Малко-Петропавловскую зону поперечных дислокаций.

Говоря о метаморфидах зоны, авторы обобщают мнения многих исследователей, считающих что породы являются кристаллическим фундаментом Восточно-Камчатской складчатой зоны.

Со ссылкой на статью В.В. Мишина (1997), авторы называют зону древней и самостоятельной структурой и считают её границей Восточно-Камчатской и Южно-Камчатской складчатых зон. Кроме того, она отделяет Срединный массив от Укэлят-Срединного блока на самом южном его окончании.

Авторы говорят и о вероятности образования Пенжинско-Западно-Камчатской зоны в северной части Срединного массива Камчатки, севернее вулкана Хангар.

Пенжинско-Западно-Камчатская зона квалифицируется как реликт, отделившийся Укэляят-Срединный блок от Омолонского массива.

Олюторско-Восточно-Камчатская зона простирается от юго-запада Корякского нагорья через Центрально-Камчатский прогиб (ЦКД) до широты Шипунского полуострова. На Камчатке она отделяет структуры Восточных полуостровов. Её критерием выделения является метаморфизм и офиолитовые комплексы.

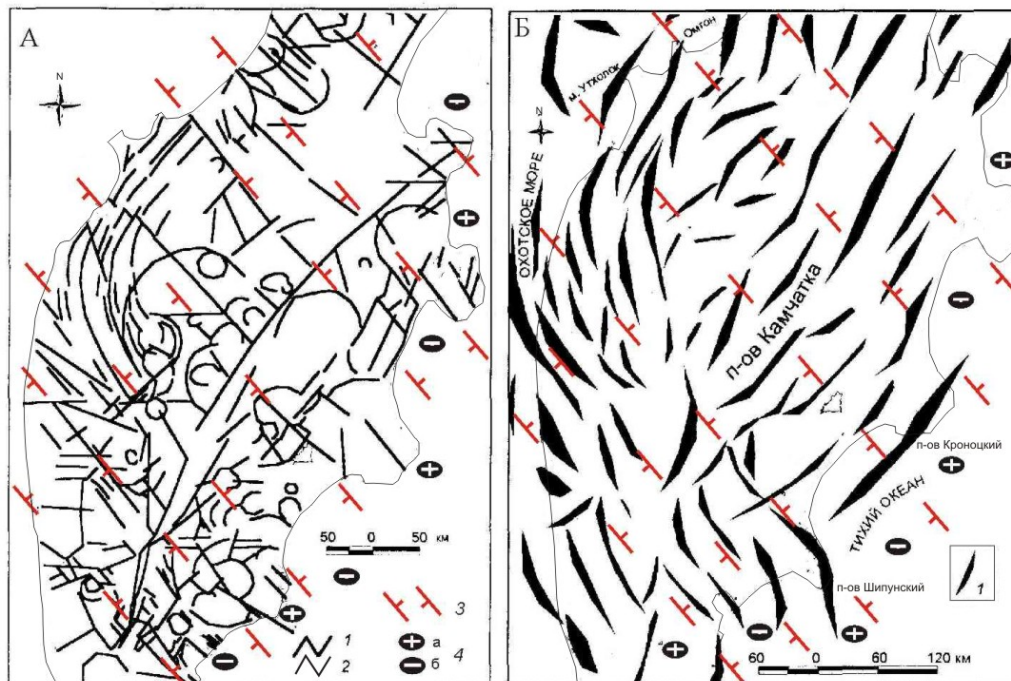


Рис. 75. Простираение структур Камчатки на мелкомасштабном космическом снимке (А) и схема локальных гравитационных аномалий (Б) (Апрелков, Попруженко, 2009; с дополнениями).

А: 1 – кольцевые и линейные элементы дешифрирования; 2 – береговая линия. Б: 1 – оси локальных гравитационных максимумов.

Дополнения: 3 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

На Камчатке офиолиты следятся отдельными блоками вдоль востока метаморфид Срединного хребта Камчатки, вплоть до залива Камбального на южном окончании Камчатки. Выходы пород офиолитовой формации наблюдаются и много западнее. Приводится Еввеевский линейный блок (85x10 км), выдвинутый к северо-западу от фрагмента Вывенско-Ватынского подвига этих пород на 60 км. Ещё более крупный выход офиолитов устанавливается в Хайрюзовском антиклинории. Их образования очень далеко отстоят от границ Олюторско-Восточно-Камчатской зоны к западу. И авторы пишут, что вряд ли их можно считать остатками далеко продвинутых на запад надвиговых покровов, так как интенсивные гравитационные аномалии над ними свидетельствуют о наличии у них корневых зон. Можно лишь предположить, что рассматриваемые выходы могут представлять собой аллохтонные пластины, внедрившиеся в подошву слабо метаморфизованных верхнемеловых (возможно нижнемеловых) терригенных образований, залегающих на жёстком консолидированном основании и продвинутых до западных

границ Укэляят-Срединного блока (до кромки позднемелового континентального склона).

Главный вывод анализируемой статьи авторы формулируют как получение свидетельства о генетическом единстве структурных элементов Корякского нагорья и Камчатки. Интересным, для нас, является констатация того, что континентальные тектонические блоки и структурно-формационные зоны имеют «... *значительные различия в мощности и строении земной коры*» (рис. 75) (стр. 102). Этот факт – прямое свидетельство правомерности концепции блоково-клавишной структуры земной коры.

Вывод

Предложенные авторами свидетельства генетического единства геоструктур и их различных элементов не противоречат концепции глыбово-клавишной структуры земной коры Корякско-Камчатского региона.

ГЕОСТРУКТУРЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

3.V.14.

В статье *Балесты С.Т. и Гонтовой Л. И. «Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки» (1985)* приведены четыре варианта интерпретации сухопутной и морской части юго-восточного профиля ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования) 7-0 и геотраверса. Все они отражают две принципиальные скоростные границы разреза, которые характеризуют клин земной коры с суши в океан. Первая граница со скоростью 2,8-3,3 км/сек на глубине 2-10 км, вторая – со скоростью 8,1-8,2 км/сек с глубинами 40-20 км.

Авторы делают вывод о слоисто-блоковом строении земной коры и верхней мантии с преобладанием роли разломных дислокаций, с чётким различием отдельных блоков по строению и скоростным характеристикам. Под Авачинско-Корякской группой вулканов отмечается сложное гетерогенное строение мелового фундамента с относительно повышенными в земной коре и пониженными в верхней мантии значениями средних скоростей и др. Констатируется сильное сокращение мощности верхнего слоя коры с аномально высокой скоростью (до 6,8 км/сек) и залеганием нижнего слоя со скоростью 7-7,2 км/сек на глубине 10 км. Зона перехода кора-мантия под вулканами характеризуется пониженными значениями скорости (7,4-7,5 км/сек) по сравнению с близлежащими невулканическими границами. Её мощность достигает 20 км, а факт её наличия не позволяет сказать: что же представляет собой раздел Мохо и где находится основание коры?

Комментарий

Приведенные четыре варианта интерпретации разреза земной коры суши и морской акватории показывают сложность представлений о волновом процессе по линии геотраверса. Наиболее аргументированным является разрез Аносова Г.И. и Биккениной С.К., очевидно отражающий клин земной коры к океану. Заметим, что при наличии нескольких субвертикальных нарушений-границ блоков с разными значениями скоростей, поведение нижней скоростной границы очень моно-

тонно выдержано. Это отражает постепенное выклинивание опущенной глыбы Авачинского залива, к океану по меньшей мере, на расстояние 400 км в направлении на юго-восток. Разломные зоны разграничивают слоистую среду выше нижней границы.

Интересен вывод о резко сокращённой мощности верхнего слоя коры под Авачинской группой вулканов и очень малой глубине залегания нижнего слоя – 10 км. Приуроченность группы к поднятой глыбе Шипунского п-ова и приведенные соотношения глубин с указанием авторов на базификацию коры дают нам основание полагать, что при воздымании глыбы её «гранитно-осадочный слой» резко сокращается, «базальтовый» – резко приближается к поверхности и проявляется в базальтовом вулканизме на поверхности. У глыб заливов, напротив, на поверхности преимущественно распространён кислый вулканизм, примерами чего являются глыбы ЮВ окончания Кроноцкого и Авачинского заливов, глыбы бухты Вестник, и наоборот, против глыб полуостровов Шипунского, Кроноцкого, Юго-восточно-Камчатских мысов с основным вулканизмом на поверхности. На такую логику указывают исследователи и Ю.Ф. Мороз (1985) по Южной Камчатке, определившего глыбу Шипунского п-ова как глубинный клин, сужающийся с глубиной.

Вывод

Интерпретация материалов авторов статьи по скоростному разрезу северо-западного – геотраверса и северо-восточному профилю через Авачинскую группу вулканов дают основание рассматривать глыбу Шипунского п-ова воздымающейся относительно опускающихся глыб земной коры сопредельных Кроноцкого и Авачинского заливов.

3.V.15.

Статья *Попруженко С.В. Апрелькова С.Е. «Строение фундамента Авачинской депрессии» (1997)* посвящена одной из самых оригинальных структур Южной Камчатки, получившей у А.Е. Святловского в начальный период исследования в 60-е прошлого века название Камчатской Фоссы Магны. Впоследствии Г.М. Власов и В.А. Ярмолюк (1959) дали ей название Малко-Петропавловская дислокационная зона. Основой выполненных структурных построений являются площадные геолого-геофизические исследования и данные бурения. Авторы считают формирование депрессии значительно протяжённым во времени и сложным по строению, ввиду сочетания линейных тектонических и очаговых вулканотектонических деформаций. Рассматривается также пространственная локализация вулканов Авачинско-Корякской группы (*рис. 76*).

Действующие вулканы группы Авачинский и Корякский, ряд потухших вулканов территории расположены на линии дискордантно по отношению к Восточному вулканическому поясу, в состав которого они входят, и его складчатому основанию. Авторы считают влияние основания на развитие отдельных центров вулканической группы главным, аргументируя его совпадением простирания складчатого основания и цепи вулканов на северо-запад. Образование вулканов связывается с глубинным северо-западным разломом. Связь с северо-западными разломами проявляют и вулканы Жупановско-Дзендзурской группы, а также многовершинный Асачинский, Мутновский и Горелый вулканы. К юго-западу от

Авачинско-Коряжской линии вулканов прослеживается линейный СЗ минимум гравитационного поля, который связывается с грабеном, впоследствии подтвержденным сейсморазведкой КМПВ в виде Авачинской депрессии.

Интенсивное высокоградиентное гравитационное поле осложняется локальными аномалиями, вызванными изменениями мощности, состава, плотностной неоднородностью кайнозойского вулканогенно-осадочного чехла. Проявилась сложно построенная отрицательная аномалия, осложненная серией локальных аномалий разных знаков, интенсивности и простирания.

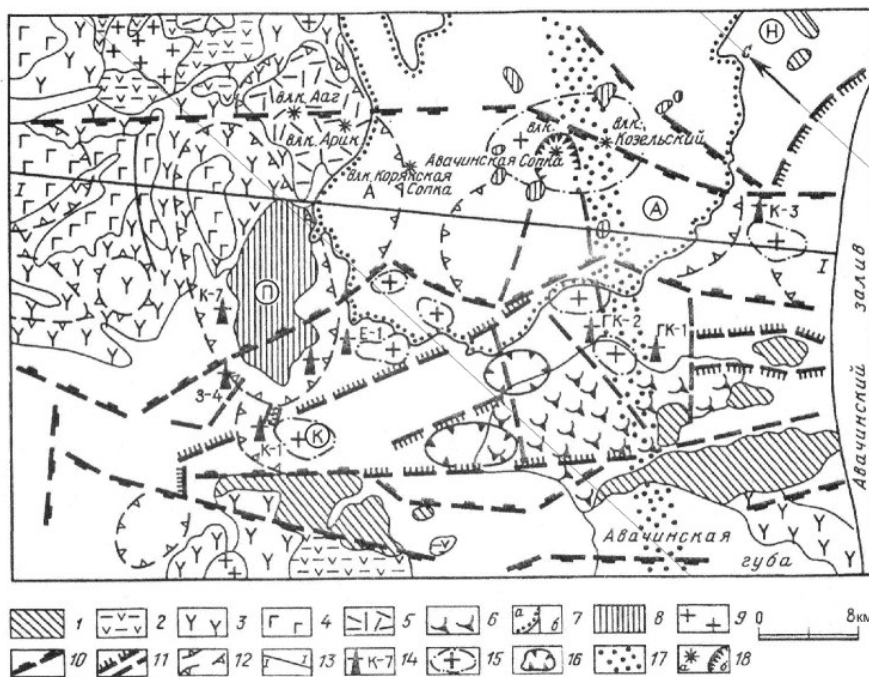


Рис. 76. Схема тектонического строения района Авачинско-Коряжской группы вулканов и Авачинской депрессии (Попруженко, Апрельков, 1997).

1 – позднемезозойские метаморфизованные песчано-сланцевые и вулканогенно-кремнистые отложения; 2 – вулканогенно-осадочные отложения анавайской серии (олигоцен-миоцен); 3 – вулканогенные образования разного состава алнейской серии (миоцен-плиоцен); 4 – нижнечетвертичные базальты; 5 – андезиты, дациты вулканов Арик, Ааг; 6 – верхнечетвертичные отложения направленного взрыва Авачинского вулкана; 7 – границы распространения андезитобазальтового состава вулканической группы (а) и рыхлые четвертичные отложения различного генезиса (б); 8 – экструзии андезитов, дацитов; 9 – миоценовые гранитоиды; 10 – крупноамплитудные нарушения (1 км и более); 11 – малоамплитудные нарушения (~500 м); 12 – дуговые разломы, возможные границы вулканотектонических структур (ВТС); 13 – линии геолого-геофизических разрезов; 14 – буровые скважины и их номере; 15 – максимумы поля силы тяжести; 16 – впадины, предполагаемые по геофизическим данным; 17 – зона региональной гравитационной ступени (глубинный разлом); 18 – вулканические центры (а) и сомма Авачинского вулкана (б). Н – Налычевское поднятие; А – Авачинский грабен; П – Пиначевская ВТС; К – Кеткинская ВТС.

С юго-запада Авачинская депрессия ограничена последовательно Петропавловским и Ганальским горстами, в пределах которых обнажаются образования верхнемезозойского и докембрийского фундамента (?), соответственно. В основании депрессии – грабен в породах фундамента. Зона сочленения депрессии с Петропавловским горстом фиксируется максимальными горизонтальными градиентами поля – гравитационными ступенями. Ступени отражают такое же ступенчатое погружение кровли верхнемезозойского складчатого основания депрессии с максимальной амплитудой в продольной ее осевой зо-

не. Оказалось, что основной, крупноамплитудный разлом – юго-западное ограничение грабена, имеет сложную, отличную от прямолинейной, конфигурацию. В зоне грабена выявились локальные минимумы, например, Пиначевский, связанный с локальной наложенной депрессией мелового фундамента. Северо-восточное ограничение грабена выражено слабой гравитационной ступенью северо-западного простирания, проходящей почти через вулканические центры.

Расчётно показано ступенчатое строение грабена с симметричным погружением к центру, отражённое в виде ряда локальных депрессионных структур, разделённых относительно узкими зонами поднятий. Локальные депрессии связываются с депрессиями складчатого основания, а дополнительный гравитационный эффект получен вследствие изменения мощности и состава менее плотных образований.

Грабен имеет самую узкую ширину на берегу залива (8 км), расширяясь к северо-западу, и в районе п. Пиначева достигает ширины 22 км. Глубина грабена по простиранию не выдержана: максимальная глубина приурочена к району локальных депрессий, минимальная – на поперечном грабене в 4-5 км от берега.

К юго-востоку от грабена территория характеризуется высоким региональным фоном, обычно связываемым с клином земной коры, либо с плотностной неоднородностью верхней мантии. Региональный фон может быть скомпенсирован уменьшением мощности коры с северо-запада на юго-восток от Ганальского хребта до Авачинского залива от 30-32 до 20-22 км и изменением соотношения мощностей консолидированных слоев коры.

Изучение вещественного разреза приводит авторов к предположению о древнем (доалнейском – верхний миоцен-плиоцен) возрасте заложения депрессии.

Приводится мнение геологов о либо самостоятельности депрессии как линейной структуры, либо объединения фрагментов ряда вулканно-тектонических структур в единую. Авачинский грабен является с запада параллельным Ганальско-Петропавловской системе горстовых поднятий, простирается на юго-восток и уходит в Авачинский глубоководный каньон Авачинского залива.

В целом, Авачинская депрессия в сечении по линии Петропавловск-Камчатский-Елизово-вулканы Авачинский и Корякский, имеет сложное ступенчатое строение с грабеном северо-западного простирания в осевой части, прослеживаемого в Авачинском заливе. По простиранию в грабене установлены относительные поднятия и понижения. Северо-восточным ограничением грабена является разлом, к которому приурочены вулканы Арик, Ааг, Корякский и Авачинский. Грабен имеет древнее заложение (олигоцен-миоцен).

Комментарий

Авачинская депрессия разграничивает группу вулканов на её северо-восточном борту и выступы (горсты) древнего складчатого основания – на юго-западе в районе Петропавловска-Камчатского – Елизова. Её строение рассмотрено по линии поперечного сечения, на которой установлено ступенеобразное погружение фундамента к оси депрессии, где в нём и выделяется грабен. Интересен факт различной интенсивности гравитационных ступеней – разломных ограничителей грабена: высокой – юго-западной, и значительно меньшей – северо-восточной. Это – свидетельство направления падения плоскости разломов: оба они падают на СВ в сторону висячего крыла под структуру клина Шипунско-

го полуострова. Фактически зона депрессии может рассматриваться как висячий надразломный грабен.

Локальные поднятия и опускания грабена по простиранию дают основание представлять и продольное СЗ направление строение грабена в виде чередующихся разноамплитудных блоков верхнемезозойского основания. В целом депрессия по СЗ простиранию может рассматриваться как линейная протяжённая структура, сложенная разноамплитудными блоками фундамента и, как следствие, чередующимися выступами и впадинами в вышележащих вулканогенно-осадочных комплексах депрессии. На юго-западе эту линейную протяжённую структуру северо-западного простирания сопровождают сопредельные выступы верхнемезозойского основания как субпараллельная полоса разноамплитудных горстовых блоков, отражающих собой локальные понижения кровли верхнего мезозоя.

Система таких определённых линейных субпараллельных депрессий с разноамплитудными опущенными блоками основания и линейных разноамплитудных блоковых горстов установлена нами в 1991 г. на территории Петропавловск-Камчатской агломерации, включающей вулканы Авачинский и Корякский на северо-востоке и до бухты Вилючинской на юго-западе, с западным ограничением по району Больше-Баннх парогидротерм. Система прослежена по материалам трансформированных гравитационных полей по способу осреднения с радиусами 6, 10, 16 и 30 км с получением остаточных и разностных аномалий поля съёмки м-ба 1:200 000. Линейные разноамплитудные горсты и грабены фиксировались локальными минимумами и максимумами, соответственно, при этом последние отвечали как изменению глубины верхнемезозойского фундамента, так и интрузивно-экструзивным телам.

Было также установлено по картам магнитного поля съёмки м-ба 1:200 000, что поля современных вулканитов Восточно-Камчатского вулканического пояса возникли по системе сравнительно коротких субмеридиональных ($0-10^0$) трещин, опережающих главные северо-восточные (40^0) разломы более глубокого заложения. Все месторождения термальных вод территории агломерации приурочены именно к меридиональным разломам.

Выводы

1. Авачинская депрессия является надразломной структурой олигоцен-миоцена с грабеном в своём основании – верхнемезозойском фундаменте. Депрессия имеет продолжение к северо-западу в Ганальском хребте и в Авачинском подводном каньоне Авачинского залива на юго-востоке. Её грабен является линейной разноблоковой структурой, отражающей аналогичное строение фундамента.

2. Наибольшая глубина чехла депрессии приурочена к осевой части депрессии – её грабену. Грабен также является надразломной структурой с падением на северо-восток разломов-ограничителей. Это падение отражает падение всей зоны разлома, который по ширине надразломной депрессии, достигающей 22 км, является глубинным под названием Авачинский.

3. Падение зоны грабена под структуру клина горста Шипунского полуострова является свидетельством трапецевидного сечения глыбы Авачинского залива в целом с падением разломов-ограничителей на СВ на её северо-восточном ограничении.

4. В продольном (северо-западном) сечении Авачинская депрессия по подошве вулканогенно-осадочного чехла является протяжённым линейным грабеном с закономерным чередованием разноамплитудных блоков её верхнемезозойского фундамента. Они заполняют глубинный Авачинский разлом, который контролировал условия вулканогенно-осадочного накопления в сопредельных от него к северо-востоку вулканических полях вулканов Арик-Ааг-Корякский-Авачинский-Козельский, и вулканогенно-осадочных комплексов – к ЮЗ от него.

5. Авачинский глубинный разлом разделяет структуры клина горста п-ова Шипунского на северо-востоке от структур трапеции коры Авачинского залива на юго-западе. Первые относятся к воздымающейся глыбе земной коры полуострова, вторые – к опускающейся глыбе залива.

3.V.16.

Одному из тектонически напряжённых районов Камчатско-Корякского региона посвящена статья *Мороза Ю.Ф. «Строение осадочно-вулканогенного чехла Южной Камчатки по геофизическим данным» (1985)*. Указывается, что среди особенностей тектоники - выход на восточном побережье Камчатки северо-западных зон, не свойственных Камчатской складчатой области.

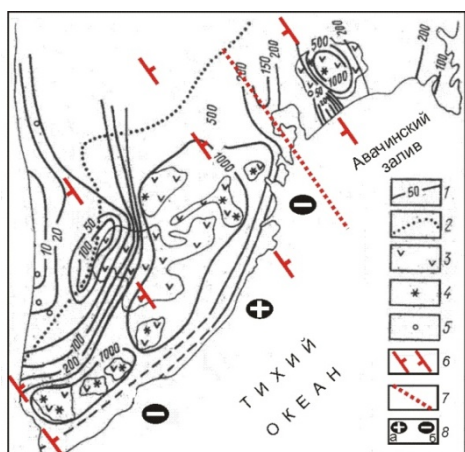


Рис. 77. Карта распределения кажущихся электрических сопротивлений приповерхностной части разреза (Мороз, 1985; с дополнениями).

1 – изоомы; 2 – границы вулканического пояса; 3 – четвертичные вулканические образования; 4 – вулканы; 5 – глубокие скважины.

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного «алеутского» направления, 7 – продольная ось глыбы коры Авачинского залива – осевой внутриглыбовый разлом; 8 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

По геофизическим данным приведены границы по поверхности верхнемеловых и древних метаморфизованных комплексов. Для первых характерны: сопротивление до 200 Ом·м, плотность до $2,8 \text{ г/см}^3$ и граничная скорость 5-5,4 км/сек; для вторых – до 1000 Ом·м, 3 г/см^3 и 5,7-6,4 км/сек, соответственно. Для изучения мезо-кайнозойской толщи эффективны поперечные кривые МТЗ. Используются также корреляционные связи остаточного поля силы тяжести с суммарной проводимостью кайнозойской осадочной толщи и наблюденного поля с проводимостью мезо-кайнозойского разреза.

По данным ВЭЗ построена карта кажущихся сопротивлений (рис. 77), отражающая широкий разброс значений: от 10 до первых тысяч Ом·м. На этом фоне выявлены аномалии низких значений в зонах тектонических нарушений, с которыми связаны высокотемпературные воды Паужетской и Мутновской геотермальных систем.

По поверхности докайнозойского комплекса выделены блоковые и складчатые структуры (рис. 79), с широкой сетью СЗ и СВ разломов, делящих структуры на ряд относительно поднятых и опущенных блоков. К одному из наиболее нарушенных блоков приурочена Паужетская вулканотектоническая депрессия.

Структуры верхнемелового комплекса и метаморфического фундамента на СВ заснятой площади «... как бы срезаются рядом структур поперечной северо-западной ориентировки, отличной от большинства структур полуострова» (стр. 113), которые объединяются в Петропавловск-Малкинскую зону дислокаций.

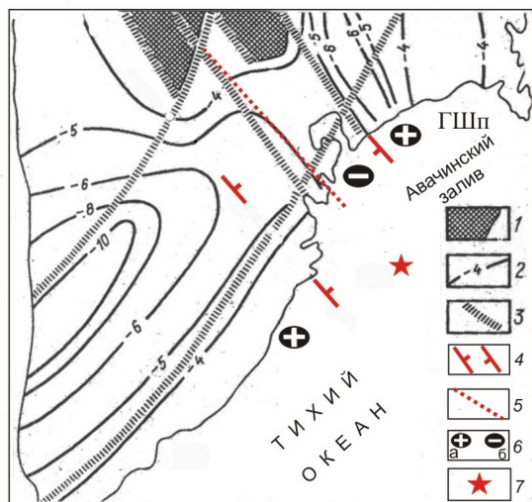


Рис. 78. Структурная схема по поверхности метаморфического фундамента (Мороз, 1985; с дополнениями).

1 – выходы пород метаморфического фундамента; 2 – изогипсы поверхности, км; 3 – разломы.
Дополнения: (4-6) см. рис. 78; 7 – эпицентр «Авачинского» землетрясения 18.05.13 г. и его афтершоков 19.05.13 г.

В возникновении северо-западных структур играют роль Срединный массив и глубинные разломы северо-западного простирания. Один из них – Кругогоровско-Петропавловский картируется на обоих побережьях Камчатки,

амплитуда смещения по нему составляет 1-2 км. К поперечным структурам отнесены также Шипунская и Налычевская антиклинальные зоны, Промежуточная синклиальная зона, Ганальский горст-антиклинорий, Авачинско-Корякская и Начикинская грабен-синклинали. Шипунская антиклиналь продолжают в море до 100 км и имеет в разрезе клиновидную форму, созданную ограничивающими сбросами. Он является частью структуры доверхнемелового комплекса.

Авачинско-Корякская грабен-синклиаль отражена в современной тектонике вулканотектонической депрессией четвертичного возраста с глубиной кристаллического фундамента до 6 км. К её центральной части, осложнённой сводово-глыбовым поднятием, приурочены вулканы Авачинско-Корякской группы. Последние связываются с северо-западным глубинным разломом, приуроченным к зоне перегиба поверхности Мохоровичича.

В заключении автор пишет об унаследовании развития крупных тектонических элементов с домелового времени. И обращает внимание на то, что северо-западные структуры прослеживаются в акваториях Охотского моря и Тихого океана. Их возникновение «... обусловлено поперечными глубинными разломами, разбивающими Камчатку на ряд блоков. ... Одной из поперечных структур Восточно-Камчатского прогиба является Авачинско-Корякская грабен-синклиаль» (стр. 114) с глубиной залегания меловых пород 1,5-2 км и поверхности кристаллического фундамента до 6 км. К ней приурочены Авачинский и Корякский четвертичные вулканы.

Комментарий

Карта распределения кажущихся сопротивлений (рис. 77) даёт отчётливое представление об аномалиях, осложняющих СВ простирание основных структур юга Камчатки, и выраженных рядом картируемыми поперечными структурами. Очень примечательно замечание автора о клиновидной глубинной форме Шипунского полуострова. Клиновидные формы полуостровов – как индикатор воздымающихся глыб коры, предложены нами ранее (Яроцкий, 1978, 1981, 1983, и др.).

Предполагается сокращённая мощность на них кайнозойского и верхнемелового комплексов с приподнятым метаморфическим (кристаллическим) фундаментом и

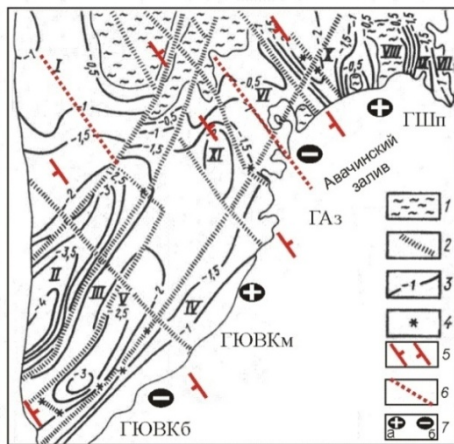


Рис. 79. Структурная схема по поверхности докайнозойского комплекса (Мороз, 1985; с дополнениями).

1 – выходы пород докайнозойского комплекса; 2 – разломы; 3 – изогипсы поверхности, км; 4 – вулканы; I-XI – структуры: I – Большерецкое поднятие, II – Голыгинский прогиб, III, IV – Парамуширский и Южно-Камчатский антиклинории, V – Южно-Камчатский прогиб, VI – Ганальский горст-антиклинорий, VII, VIII – Шипунская и Налычевская антиклинальные зоны, IX – Промежуточная синклиналильная зона, X, XI – Авачинско-Корякская и Начикинская грабен-синклинали.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного «алеутского» направления, 6 – продольная ось глыбы коры Авачинского залива – осевой внутриглыбовый разлом; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Буквами обозначены глыбы: ГШП – Шипунского полуострова; ГАз – Авачинского залива, ГЮВКм – Юго-Восточно-Камчатских мысов, ГЮВКб – Юго-Восточно-Камчатских бухт.

Другим подтверждением глыбово-клавишной структуры коры Южной Камчатки являются погруженные кровли мелового и метаморфического фундаментов в Южно-Камчатском прогибе – 2,5 и до 6 км, соответственно. К опущенной глыбе приурочена и максимально погруженная ЮЗ часть Голыгинского прогиба. Северные половины обоих прогибов «задраны» на 1,5-2,0 км на север, так как расположены на краю воздымающейся глыбы. Клиновидная форма Шипунского п-ва предполагает падение его западного ограничивающего разлома на ЮВ, что косвенно говорит о трапецевидной форме поперечного сечения глыбы соседней к югу Авачинского залива.

Если структурная схема по поверхности докайнозойского фундамента отражает «надметаморфический» разрез коры до глубин 4 км, то схема по поверхности метаморфического фундамента отражает более глубокие поверхности. Их сравнение (рис. 78, 79) показывает, что в разрезе мезо-кайнозойского комплекса имеется два структурных глубинных основания. Продольная ось опущенной глыбы Авачинского залива – её килевая линия пролегает через свод-замок локального Ганальского горст-антиклинория. На её продолжении в акваторию Авачинского залива произошло «Авачинское» (2013 г., 18-19.V.) землетрясение, афтершоки которого в море за эти числа лежат на линии СЗ простирания (около 325^0) (см. также 3.VII.8).

В распределении кажущегося электрического сопротивления и построенных на его интерпретации структурных схемах отражён СЗ план разломных, надразломных и морфоструктурных дислокаций. Отчетливо план проявлен на территории к северу примерно от широты вулканов Горелый и Мутновский до Шипунско-Налычевской антиклинальных зон. Ширина проявления северо-западного тектонического плана составляет около 125 км, а вкост оси Авачинско-Корякской грабен-синклинали – до 100 км.

К юго-западу от вулканов Горелый и Мутновский (широта бухты Русской) кровля метаморфического фундамента не имеет осложнённых северо-западных элементов. Здесь, по нашему мнению, проявляется более высокий глыбово-клавишный ранг делимости коры. Вероятно, он отражает поведение глубины по-

дошвы литосферы (*Геологический атлас...*, 1996). Именно по названной широте фиксируется изменение простираения глубин подошвы от субмеридионального на северо-запад. Таких аномалий глубин поверхности подошвы литосферы (*рис. 88, 89*) на территории от Японии до р. Анадырь несколько: на широте Камчатского полуострова, Олюторского полуострова, мыса Наварин, а также на Курильских островах. От Японии к СВ они располагаются в следующем ряду длины промежутков между пережимами, км: 430 - 480 - 550 - 430 - 800 - 450 - 500 км. Ряд отражает симметрию подобия в размещении поперечных литосферных дислокаций. В ряде мест деформации в подошве наследуются вышележащим разрезом коры. Устанавливается при этом, что на юге Камчатки геотектонический план мезокайнозойского разреза согласен плану поверхности метаморфического фундамента и согласуется, в общем, с поведением поверхности подошвы литосферы.

Выводы

1. Система поперечных СЗ дислокаций территории (разломов, структур, морфоструктур) отражает глыбовую структуру домезозойского комплекса.
2. По кровле домезозойского фундамента с ЮЗ на СВ выделяются площади СЗ глыб коры: опущенной – Паужетско-Голыгинской (Юго-Восточно-Камчатских бухт: Три сестры и Вестник), воздымающейся глыбы Юго-Восточно-Камчатских мысов (Пираткова, Пирамидный, Поворотный, Асача, Крестовый, Ходжелайка, Желтый); опущенной глыбы Авачинского залива.
3. По кровле метаморфизованного фундамента на суше отчётливо выделена опущенная /опускающаяся глыба Авачинского залива.
4. Клиновидное сечение ЮВ окончания воздымающейся глыбы Шипунского полуострова предопределяет трапециевидное сечение сопредельных глыб Авачинского и Кроноцкого заливов. В поперечном СВ сечении глыба Шипунского полуострова имеет форму глубинного клина, а северная граница глыбы Авачинского залива падает на СВ под клин Шипунской глыбы.

3.V.17.

В статье *Мороза Ю.Ф. и др. «Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки» (1995)* приведены результаты интерпретации детальных МТЗ по двум региональным профилям, пересекающим основные тектонические структуры Южной Камчатки. Статья посвящена методическим аспектам постановки и интерпретации МТЗ. Интерес в ней представляет авторская схема тектонического районирования (*рис. 80*) и геоэлектрическая модель земной коры территории (*рис. 81*).

С позиции глыбово-клавишной структуры земной коры интересно рассмотрение авторской геоэлектрической концепции о продольной неоднородности разреза, отраженной в девяти зонах районирования продольных и поперечных кривых. Проводящий коровый слой с сопротивлением 5-10 Ом·м к центру профиля характеризуется уже величиной до 60 Ом·м с одновременным увеличением глубины залегания от 10 до 15 км. В районе Авачинско-Корякской группы вулканов сопротивление вновь падает до 15 Ом·м с подъемом кровли границы до 8 км, а подошвы до 35 км. На площади Шипунского полуострова слой уже не выделяется. На восточном окончании профиля показана сейсмофокальная зона, но способ выделения и само понятие не приведены.

Комментарий

Поведение кровли и подошвы проводимого корового слоя свидетельствует об увеличении глубины его залегания в центральной части профиля с максимумом в зоне IV. При этом максимум сопротивления составляет здесь 60 Ом·м с сокращением мощности, но увеличением глубины на ~ 4 км. К западу и востоку от зоны IV слой с сопротивлением 60 Ом·м поднят к поверхности, что отражает строение разреза – грабена.

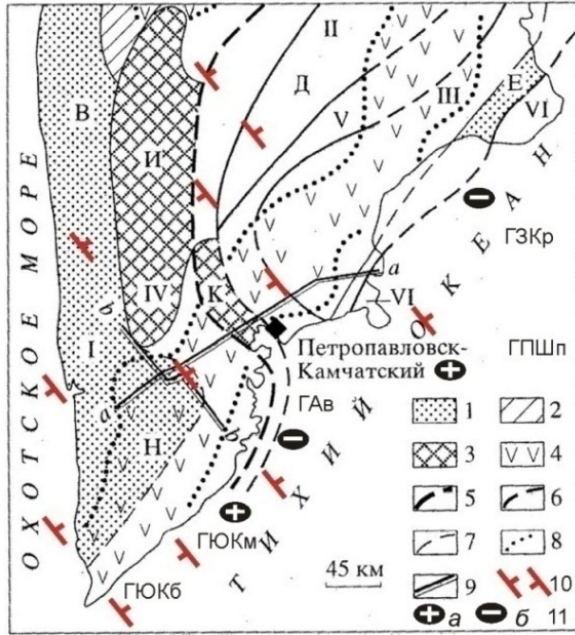


Рис. 80. Схема тектонического районирования Южной Камчатки и расположения профилей МТЗ (Мороз и др., 1995; с дополнениями).

Структуры первого порядка. Прогибы: I – Западно-Камчатский, II – Центрально-Камчатский, III – Восточно-Камчатский, Антиклинии: IV – Камчатско-Корякский, V – Восточно-Камчатский, VI – зона поднятий вулканических полуостровов. Структуры второго порядка и наложенные вулканические пояса: 1 – впадины (В – Большерецкая, Д – Козыревская), 2 – поднятие, 3 – выступы древних пород (И – Срединный Камчатский, К – Ганальский), 4 – наложенные вулканические пояса, 5 – предполагаемый Центрально-Камчатский глубинный разлом. Границы: 6 – структур первого порядка, 7 – структур второго порядка, 8 – наложенных вулканических поясов, 9 – профили МТЗ.

Дополнения: 10 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 11 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании). Глыбы земной коры: ГЮКБ – Южно-Камчатских бухт, ГЮКМ – Южно-Камчатских мысов, ГАВ – Авачинского залива, ГПШп – Шипунского полуострова, ГКрз – Кроноцкого залива.

Сопротивления до 10 ÷ 15 Ом·м у подножья Авачинско-Корякской группы вулканов фиксирует глубинный разлом на востоке Авачинской депрессии.

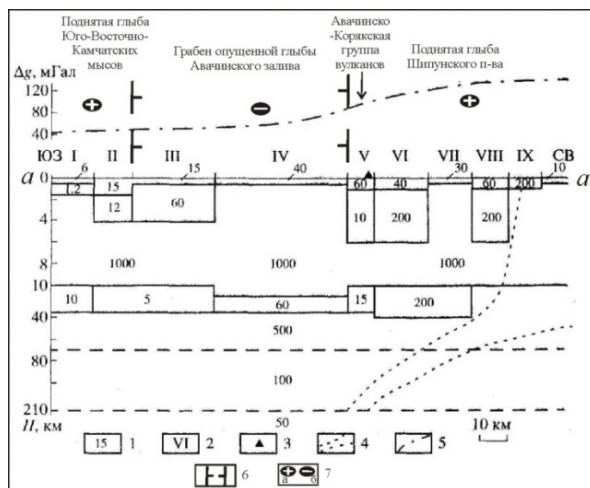


Рис. 81. Геоэлектрическая модель земной коры Южной Камчатки (Мороз, 1996; с дополнениями).

1 – удельное электрическое сопротивление в Ом·м, 2 – зоны, 3 – зона современного вулканизма, 4 – сейсмофокальная зона, 5 – график поля силы тяжести.

Дополнения: 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Отчётливо выделяется горст Шипунского полуострова блоком с сопротивлением 200 Ом·м. Исчезновение под ним корового слоя говорит о подъёме блока. Согласно (Геологическая карта., 2005) на поверхности картируются вулканогенно-осадочные палеоцен-эоценовые комплексы с Шипун-

ским плутоническим комплексом (габбро-гранодиориты, габбро, пироксениты). Согласно концепции глыбово-клавишной структуры коры (Яроцкий, 1976; 1991; 2006) на ЮВ окончаниях глыб коры – полуостровах побережья кора и её кислый слой резко сокращены с увеличенным базальтовым слоем, который с плутоногенным комплексом является основой разреза коры. Комплекс слагает Шипунско-Калыгирский выступ.

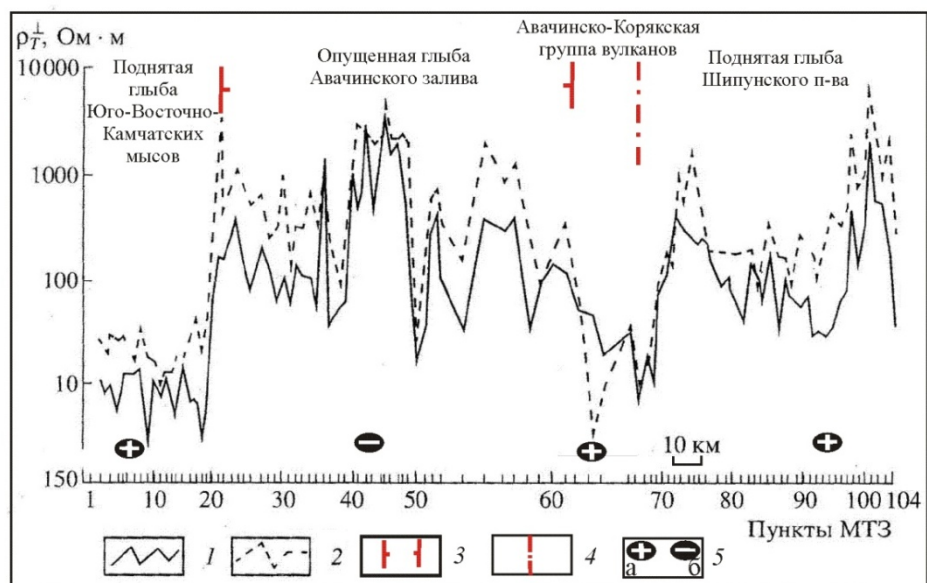


Рис. 82. График поперечных кажущихся сопротивлений по профилю а-а (рис. 80) (Мороз, 1996; с дополнением).

1 – $T=1c$; 2 – для $T=100c$.

Дополнения: 3 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления; 4 – разломы внутриглыбовые; 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – поднимающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

На графике поперечного сопротивления выделяется характерные участки: резкие границы на западной части профиля (пк 18) и восточной (пк 59). Они отвечают положению разломов поперечных межглыбовых, заключающих опущенную глыбу Авачинского залива. При этом Авачинско-Корякская группа вулканов находится в поднятой глыбы Шипунского п-ова, являясь звеном Восточно-Камчатского вулканического пояса (рис. 82).

Увеличение сопротивления корового слоя в зоне III (рис. 81), возможно, связано с картируемыми здесь образованиями субвулканических тел и покровов риодацитовой формации (плиоцен-эоплейстоцен) в верховьях Карымшины и Паратунки (Шеймович, 1996).

Выводы

1. Геоэлектрический разрез территории по СВ простирацию профиля свидетельствует о блоковом глубинном строении.

2. В центре профиля в границах Авачинской депрессии установлена максимальная глубина прогиба кровли проводящего корового слоя, к которой приурочен его киль на продольно-осевом разломе.

3.V.18.

Мишин В.В. «Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки» (1996). В статье описываются результаты комплексных геофизических исследований по региональному профилю г. Опала – р. Вахиль (230 км), пройденному в 1991-94 гг. на юге Камчатки. Это один из первых ряда последующих региональных поперечных комплексных профилей в Корякско-Камчатском регионе, который целиком пересекает одну из глыб земной коры – глыбу Авачинского залива, выходя на флангах в сопредельные глыбы.

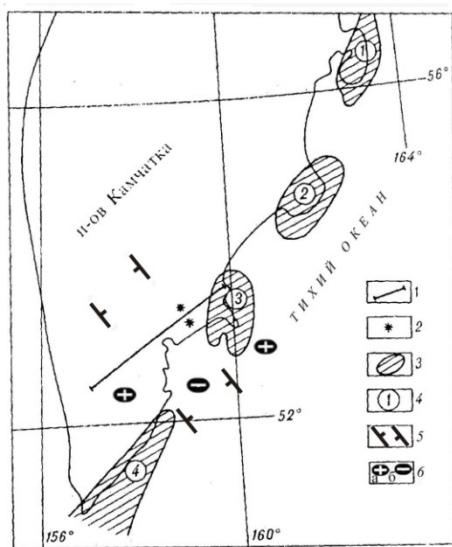


Рис. 83. Положение геолого-геофизического разреза (Мишин, 1996; с дополнениями).

1 – региональный профиль г. Опала – р. Вахиль; 2 – Авачинская группа вулканов; 3 - Тихоокеанский аномальный район (Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., 1989); 4 – названия террейнов (1 – Камчатского мыса, 2 – Кроноцкий, 3 – Шипунский, 4 – Прибрежный).

Дополнения: 5 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 6 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Позже другими авторами проведена переинтерпретация материалов по рассматриваемому профилю, однако, по нашему мнению, материалы статьи, несомненно, интересны в контексте проблемы глыбово-клавишной структуры земной коры в силу подробного исследования автором полученных данных. С этой точки зрения, в статье интересны представления о разломной тектонике и особенностях геологического, плотностного и сейсмологического разрезов, отражённых в предлагаемой модели земной коры (рис. 84, 85).

Глубинные разломы по данным метода объёмных волн землетрясений (МОВЗ) относятся к верхнемантийным и коровым (рис. 84, 85). Первая система верхнемантийных ветвящихся разломов выделена на юго-западной части профиля. Один разлом заложен в верхней мантии и смещает границу М (амплитуда 10 км). В его зоне – разуплотнение пород. Выше поверхности М разлом проходит сквозь всю кору, разбивая её на ряд блоков. Второй разлом системы (единичный) без заметного смещения на границе М, но смещает границу К (на 10 км) с затуханием в низах коры. Два ближайших разлома юго-западной системы разломов включают блок коры с резким провалом границ М и К – почти до 30 км, против 15-20 км в соседних блоках. Предлагаемый фрагмент юго-западного разлома падает под соседние к югу блоки коры. Ещё один субвертикальный разлом определён в 40 км к востоку – он лишь входит в нижнюю кору и не оказывает влияния на границы М и К. Этот разлом играет разграничительную роль (рис. 84) в разрезе мантийного вещества, отделяя мантийные блоки эклогитового и перидотитового состава.

Высказано мнение о принадлежности западной системы верхнемантийных разломов к Главному Камчатскому глубинному разлому, как его оперению.

Вторая система разломов верхнего заложения ограничивает блок аномальной мантии на восточном окончании профиля – в районе Шипунского полуострова.

Эта мощная зона смещает границу М (на 10 км), не затрагивая границ К, но к востоку от неё резко сокращается мощность нижней коры. К ней с востока примыкает ещё один разлом, разбивающий границу К на мелкие блоки. Примечательно, что к этой системе мантийных разломов «... не приурочены проводящие объекты, и нет никаких других доказательств поступления тепла и флюидов снизу вверх» (стр. 116). Примечательным является северо-восточный наклон системы, начиная с глубины 25 км.

Ещё одна система, уже внутрикоровых разломов, выделена в центральной части профиля в виде четырёх субвертикальных зон с корнями в нижней коре (не ниже 22-30 км). К её восточной части приурочены на поверхности вулканы Авачинский и Корякский. В низах разломов выделяется слой нижней коры с флюидонасыщенными породами.

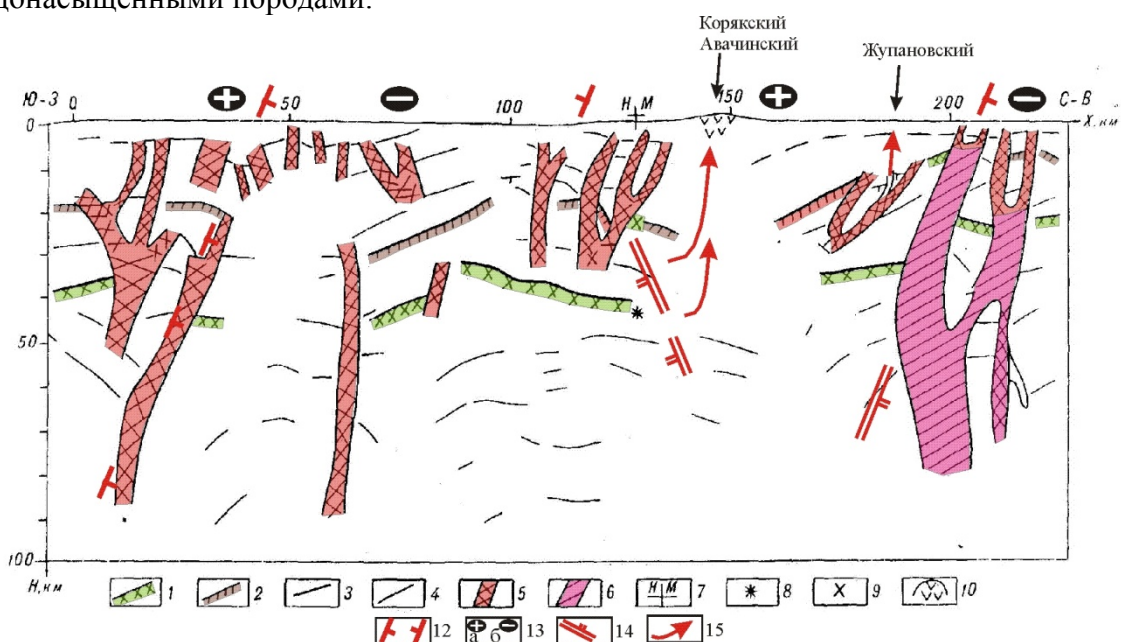


Рис. 84. Глубинный сейсмический разрез по данным МОБЗ (Мишин, 1996; с дополнениями).

Граница обмена: 1 – раздел Мохоровичича; 2 – раздел Конрада; 3 – кровля консолидированной коры; 4 – прочие; 5 – разломы; 6 – шовные зоны; 7 – пересечение с наземно-морским профилем ГСЗ. Границы, вынесенные с профиля ГСЗ: 8 – раздел М; 9 – раздел К; 10 и 11 – Авачинская и Корякская группа вулканов.

Дополнения: 12 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, их выходы на поверхность; 13 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)); 14 – глубинные межглыбовые разломы - ограничители глыбы Шипунского полуострова на глубине; 15 – пути подъёма флюида – вероятные вулканические колонны.

Рассматривая систему геофизических данных, автор предлагает типизацию и районирование земной коры и верхней мантии. Эти представления отражены на рис. 85. Его основным содержанием являются блоковые структуры всего глубинного разреза до глубин 45-50 км (кора) и 100 км (верхняя мантия).

Отчётливо выделены три крупных блока верхней мантии. На западе – в них существенно эклогитовый состав, в центральном – преимущественно перидотитовый, на востоке – аномально разуплотнённая мантия (ниже 20 км).

Более сложное блоковое строение имеет земная кора, в которой выделена нижняя и верхняя кора, и которые разделены границей К. В нижнюю кору – т.н. «базальтовый» слой автор включает региональную толщу (9-18 км) пород габброидного состава с локальными участками частичного плавления вещества и флюидонасыщенных зон. Подошва нижней коры (по поверхности М) имеет ступенчатое строение, обусловленное верхнемантийными разломами в кровле (поверхность К), более изрезана благодаря ещё и внутрикоровым разломам. Очень хорошо видно уменьшение глубин поверхности М и К на флангах профиля, при этом в центральной его части фиксируются их значительные глубины (до 8-10 км).

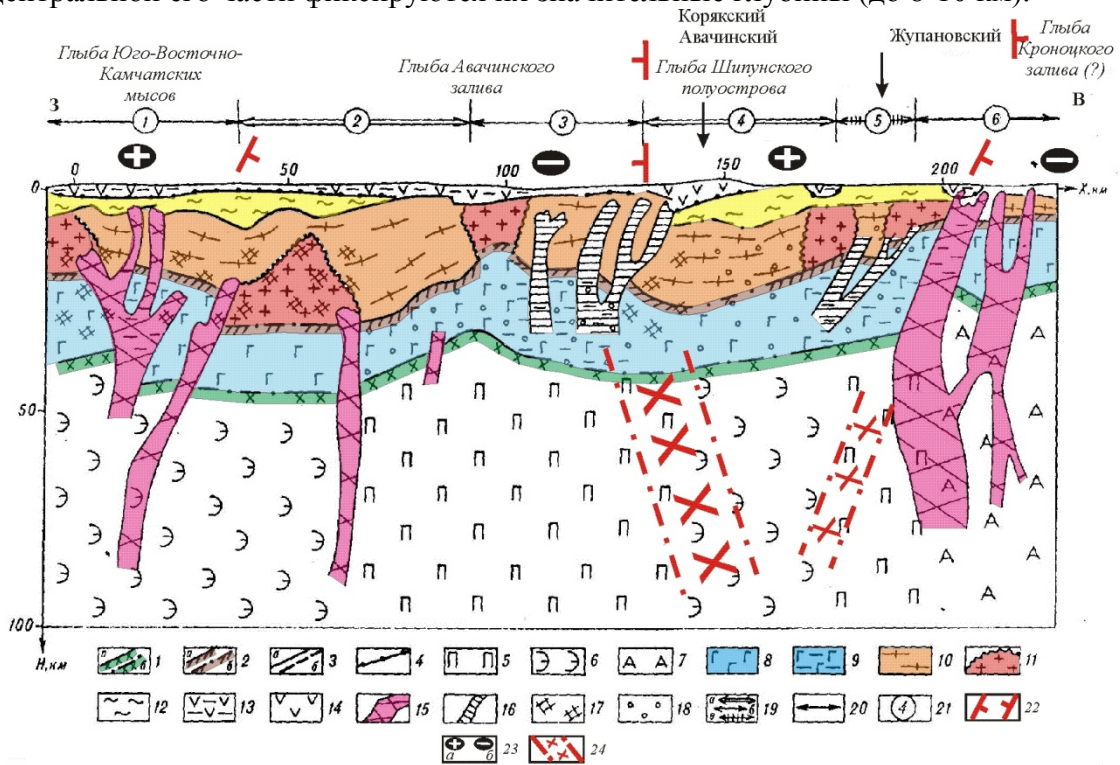


Рис. 85. Геолого-геофизический разрез р. Опала-р. Вахль (Мишин, 1996; с дополнениями).

Границы (а – уверенные, б – предполагаемые): 1 – раздел М; 2 – раздел К; 3 – кровля консолидированной коры; 4 – кровля промежуточного комплекса. Верхняя мантия: 5 – преимущественно перидотитового состава; 6 – существенно эклогитового состава; 7 – аномальная разуплотнённая; 8 – нижняя кора; 9 – разуплотнённые части нижней коры; 10 – метаморфические толщи магматоморфического слоя; 11 – интрузивные массивы; 12 – промежуточный комплекс; 13 – вулканогенно-осадочный чехол; 14 – Авачинская группа вулканов; 15 – разломы верхнемантийного заложения; 16 – разломы нижнекорового заложения; 17 – участки частичного плавления вещества; 18 – флюидонасыщенные зоны. Границы блоков земной коры: 19 – континентального типа (а – с преобладанием верхней коры, б – с равным развитием верхней и нижней коры, в – с преобладанием нижней коры); 20 – субконтинентального типа; 21 – название блоков земной коры (1 – Опалинский, 2 – Халзанский, 3 – Елизовский, 4 – Жупановский, 5 – Островский, 6 – Шипунский).

Дополнения: 22 – поперечные глубинные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления; 23 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)); 24 – разломы мантийного заложения, предполагаемые.

Строение верхней коры, сложенной вулканогенно-осадочными и гранитно-метаморфическими (кристаллическими) слоями более сложно, чем нижней. Первый слой кайнозойского возраста и гранитно-метаморфический слой заключают между собой, по мнению автора, породы промежуточных слоёв верхнего мела.

Таким образом, верхняя кора состоит из трёх геофизических слоёв с основным объёмом кристаллических пород доверхнемелового возраста.

По ряду признаков автор относит разрез по профилю к континентальному типу земной коры мощностью до 35-45 км. Эти признаки: резкие изменения мощности коры, активные геодинамические процессы в нижней коре (частичное плавление вещества, обширные флюидофлюкционные зоны, локальные разуплотнения, резкие изменения мощности).

Пересеченная профилем территория является дифференцированной по соотношению мощностей верхней и нижней коры. По этому критерию выделен ряд блоков, ограниченных глубинными разломами и флексуобразными перегибами основных её разделов. Особняком в типизации разреза стоит Островский блок коры (ширина 16 км), заключённый между глубинными разломами. Он является, очевидно, аномальным для континентального типа.

Комментарий

Исходя из *рис. 84 и 85* поперечный межглыбовый разлом между опущенной глыбой Авачинского залива и воздымающейся глыбой Шипунского полуострова логично продолжить на поверхности несколько к востоку за Корякско-Авачинской группой вулканов. Очевидно, что на эту роль может претендовать аномалия Островного блока коры. Это аргументируется как собственно аномалией коры, несвойственной континентальному типу, так и падением с глубин около 35-40 км на восток коромантийных разломов их восточных систем.

При этом вулканы лежат на западном разломе, ограничивающим воздымающуюся глыбу коры Шипунского п-ова.

При этом вся глыба-клавиша глубинной коры может быть аппроксимирована раздвигом в верхней мантии.

Межглыбовые разломы являются оптимальными путями подъёма флюидов (магмы) столбов или колонн в условиях глубинного клина. На них в коре стоят вулканические колонны стратовулканов.

Вместе с тем, эта восточная система разломов в районе Шипунского полуострова по геофизическим и геологическим характеристикам принципиально отличаются от западной системы: отсутствием границ обмена, хаотическим расположением малопротяжённых площадок, отсутствием в ней проводящих объектов, отсутствием доказательств поступления тепла и флюидов снизу вверх. В связи с этим, возникает вопрос о приуроченности Корякско-Авачинской группы вулканов.

На *рис. 84, 85* под ними не выявлены осложнений среды – единственное такое место на профиле. Здесь границы М и К – предполагаемые. Но на геоэлектрической модели по профилю здесь выделяется в земной коре до глубины примерно 35 км узкий (около 11 км) аномальный проводник. И это дало автору основание связать с ним корни Корякского и Авачинского вулканов, начинающиеся на упомянутой глубине 35 км. И из этого следует, что источники питания вулканов – в нижней коре. Об этом косвенно говорят участки частичного плавления вещества в интервале 11-34 км. Что же, всё-таки питает вулканы? Полагаем, что в месте разрыва границы М имеет место на западе мантийный разлом, о чём косвенно говорит и сам автор, проводя в этом месте условную границу между перидотитами на западе и экологитами на востоке. На *рис. 85* приведено это наше предположение.

Приведенные наши рассуждения должны дать ориентир на определение в разрезе положения северо-западного межглыбового разлома, ограничивающего опущенную глыбу коры Авачинского залива с севера. Согласно им такой разлом проводится на поверхности у ЮЗ подножья вулканов с предполагаемым падением на восток – именно от него в коре фиксируется на глубине зона разуплотнения.

К востоку от межглыбового Ичинско-Налычевского разлома начинается постепенное воздымание всех границ коры и поверхности М. Это воздымание на поверхности Островного блока фиксируется площадями четвертичных базальтов, ниже – выклиниванием кристаллического слоя, подъемом кровли нижней коры и прерывается коромантийным разломом. Разлом до глубины около 43 км имеет западное падение, отражает он восточное ограничение воздымающейся глыбы Шипунского полуострова, за которым к северу следует опущенная глыба Кроноцкого залива. Межглыбовая роль разлома подчёркивается аномальным разуплотнением в мантии. По нашему мнению, эта аномалия уже характеризует разрез соседней к востоку глыбы – опущенной глыбы Кроноцкого залива. Западное падение верхней части разломов в коре – элемент клинообразного сечения воздымающейся глыбы Шипунского полуострова на её северо-восточном ограничении. Шовная зона к востоку от ПК 200 на поверхности фиксирует поперечный межглыбовый разлом, отделяющий Шипунский полуостров от глыбы Кроноцкого залива.

Опущенная глыба Авачинского залива характеризуется фактами и их интерпретацией в статье: распространением в разрезе метаморфических комплексов, максимально в центре и сокращённо к периферии глыбы; разуплотнением пород верхней мантии в приразломной зоне коромантийного разлома, ограничивающего сопряжённую к востоку воздымающуюся глыбу Шипунского полуострова.

Ограничение глыбы залива происходит двумя системами коромантийных разломов, падающих на глубине от её центра к границам с сопредельно воздымающимися глыбами Юго-Восточно-Камчатских мысов на ЮЗ и Шипунского полуострова на СВ.

Межглыбовый разлом между опущенной глыбой Авачинского залива и воздымающейся глыбой Шипунского полуострова логично проводить на поверхности к востоку от Авачинской депрессии.

Выводы

1. Разное уменьшение глубин поверхности М и К на флангах профиля, обусловлено межглыбовыми сквозькоровыми, верхнемантийными разломами, т.е. околоразломными задирами Облуковинско-Петропавловским (Налычевским) и Соболевско-Вилючинским (*в авторском наименовании*).

2. Падение верхнемантийных сквозькоровых разломов даёт в конкретном сечении разреза профиля трапецию, и такой профиль – признак опущенных глыб коры.

3. Трапециевидное сечение земной коры в глыбово-клавишной структуре опущенной глыбы Авачинского залива является полным аналогом трапеции опущенной глыбы Олюторского залива, установленной нами ранее (Яроцкий, 2005).

4. Разуплотнение пород на крайнем востоке профиля может быть объяснено геодинамическим воздыманием глубинного клина глыбы Шипунского полуострова и «развалом» клина в приповерхностных частях разреза.

5. Ограничение глыбы Авачинского залива происходит двумя системами коромантийных разломов падающих от её центра к границам с сопредельно возды-

мающимися глыбами Юго-Восточно-Камчатских мысов (на юге) и Шипунского полуострова (на севере).

6. Межглыбовый разлом юго-восточного падения между опущенной глыбой Авачинского залива и воздымающейся глыбой Шипунского полуострова логично проводить по поверхности к востоку от Авачинской депрессии.

7. Корякский и Авачинский вулканы лежат на висячем разломе, ограничивающим глубинный клин Шипунского полуострова.

2.V.19.

В статье *Апрелкова С.Е., Иванова Б.В., Попруженко С.В. (1999) «Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон)»* на основе геолого-геофизических материалов рассматривается один из интереснейших и сложных участков Южной Камчатки. Именно здесь появились первые представления о таких дислокациях как грабен северо-западного простирания, рассматриваемый многими исследователями как полный аналог знаменитого грабена Фосса Магна в Японии (*Власов, 1959, 1964*).

Здесь отчётливо проявлены и другие северо-западные разломные и блоковые структуры поперечного плана по отношению к северо-восточному камчатскому направлению продольных структур. Авторы использовали и богатый геофизический материал для развития своих взглядов на этот сложный тектонический узел. В статье авторы пользуются стратиграфической схемой «*Геологическая карта...» (1976) (рис. 86)*.

Авторы акцентируют мысль на том, что «... юго-восточная Камчатка отличается от остальной части полуострова отчётливо выраженным северо-западным простиранием структур» (стр. 16), называя Малко-Петропавловскую, Ичинско-Авачинскую, Начикинскую структуры – как зоны поперечных дислокаций. Со ссылкой на Г.М. Власова указывается, что генеральное северо-восточное простирание на широте г. Петропавловск - Камчатского меняется к югу на дискордантное, но вскоре опять меняется на северо-восточное – Курильское. Авторы упоминают работы Тихонова В.И. (*1959, 1963*), который считал, что северо-западным и меридиональным простиранием обладают все древние складчатые комплексы нижних структурных этажей, и лишь в верхнеплиоценовое и четвертичное время на них наложились крупные поднятия и депрессии северо-восточного простирания.

Авторы отмечают, что северо-западные структуры на площади имеют ограниченное простирание и развиты лишь на отрезке Тихоокеанского побережья – бухта Вилючинская – Шипунский п-ов, а также в Ганальском хребте и на юго-восточных отрогах Валагинского хребта. На Западной Камчатке такие складчатые структуры наблюдаются в междуречье Хайрюзовой – Ичи. Анализируя разные взгляды, авторы считают возможным на основе анализа геофизических полей и структурно-вещественных комплексов территории дать новую трактовку тектоники и геодинамической эволюции юго-восточной Камчатки.

Приведём авторские представления в части отмеченных ими дислокаций северо-западного простирания – поперечных к региональным структурам Камчатки.

В разделе «*Главные структуры и разломы*» авторы рассматривают материалы геофизических работ и петрофизические свойства (плотность и магнитные свойства) пород структурно-вещественных комплексов, слагающих разрезы террито-

рии, и в которых «... в большинстве случаев удаётся провести чёткую привязку и идентификацию геофизических разделов с границами конкретных структурно-вещественных комплексов горных пород верхних горизонтов земной коры» (стр. 23). Среди геоструктур территории в контексте нашего исследования представляют интерес Петропавловско-Ганальская, Авачинская, Калыгирьская, Авачинско-Китхойская, Южно-Быстринская и Прибрежная.

Петропавловско-Ганальское горст-антиклинальное поднятие, рассматриваемое в качестве главного элемента геотектоники территории, сложено как единая структура Ганальским и Петропавловским блоками. На значительной площади поднятие перекрыто рыхлыми четвертичными и плиоцен-четвертичными образованиями. Оно фиксируется линейной системой гравитационных максимумов и ограничено системой разломов взбросо-сбросового типа с амплитудой вертикальных смещений, достигающих 4-5 км и определённых по интенсивным гравитационным ступеням.

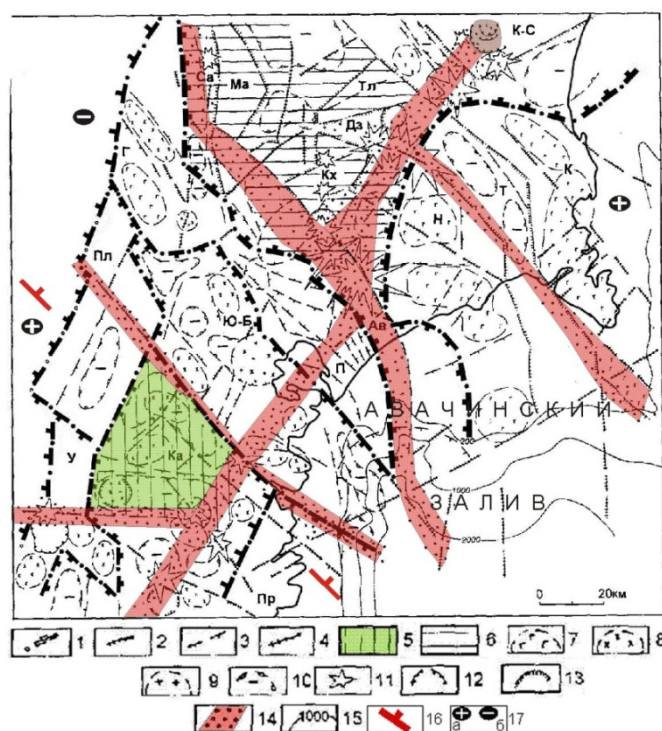


Рис. 86. Схема основных структурных элементов
(по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных)
(Апрелков, Иванов, Попруженко, 1999).

1 - границы главных структурных элементов (наиболее крупные разломы взброс-сбросового типа); 2 - то же, второго порядка; 3-4 - прочие разломы, соответственно, со значительными вертикальными смещениями и с неопределенной амплитудой; зоны развития вулcano-тектонических структур: 5 - депрессионных, 6 - купольных; контуры интрузий по гравиметрическим данным: 7 - основного, 8 - среднего. 9 - средне-кислого состава; 10 - локальные депрессионные структуры по гравиметрическим данным; 11 - четвертичные вулканы; кальдеры. 12 - установленные, 13 - предполагаемые, погребенные; 14 - глубинные разломы мантийного заложения; 15 - изобаты в метрах. Буквенные обозначения: Петропавловско-Ганальское горстантиклинальное поднятие; Г - Ганальский, П - Петропавловский горсты; Шипунский блок: Н - Налычевское поднятие, Т - Тюшевский прогиб, К - Калыгирьское поднятие; горсты: Пр - Прибрежный, Пл - Плотниковский, У - Ункановичский; Ю-Б - Южно-Быстринский блок; Ка - Карымшинская вулcano-тектоническая депрессия (Южно-Камчатский прогиб); Авачинско-Китхойская зона ЦКВП: Кх - Китхойский, Ма - Межавачинский, Тл - Тепловский горсты, Са - Среднеавачинский, Ав - Авачинский, Дз - Дзензурский грабены; К-С Карымско-Семячинское погребенное поднятие.

Дополнения: 16 - поперечный межглыбовый разлом; 17 - направления субвертикальных движений сопределных глыб коры (а - воздымающиеся, б - опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Ядро поднятия обособлено северо-западными разломами от крыльев и представляет собой горстообразный выступ. В ядре синклинальной складки северо-восточного крыла выступа – интрузия миоценовых гранитов северо-западного простирания. Породы Ганальского метаморфического выступа надвинуты на метаморфизованные терригенные и вулканогенные пирокластические породы стеновой серии по надвику северо-западного простирания.

Рассматривается сочетание меридиональных и северо-западных структур со ссылкой на А.В. Рихтера, который наиболее древними – первичными, считает меридиональные, а северо-западные – вторичными. Авторы высказывают «*другие выводы*» (стр. 23) и приводят в качестве аргумента простирание верхнемеловой ирунейской свиты (сантон-кампан) – субмеридиальное, такое же простирание наблюдается и южнее Ганальского блока. Меридиональное направление возникло вследствие надвигания вулканогенно-кремнистых и терригенно-вулканогенных комплексов с востока на тектонический уступ, ограничивающий Срединный выступ метаморфид с востока – именно он и определил меридиональное простирание структур. При надвигании во второй этап складчатости Ганальского блока произошла деформация пород ирунейской свиты. Акцентируется, что «*...северо-западные структуры, учитывая относительную древность слагающих блок образований и северо-западную ориентировку синкинематических интрузий габбро и плагиогранитов, были сформированы задолго до описываемых позднемеловых-палеоценовых надвиговых дислокаций*» (стр. 23). Расположенное к востоку Налычевское поднятие, возможно, было единым с горстом, но впоследствии было обособлено Авачинским грабеном.

Авачинский северо-западный грабен целиком перекрыт вулканогенно-осадочными и рыхлыми четвертичными образованиями и выделен по геофизическим данным. От берега океана он прослеживается на северо-запад до слияния рек Левой, Средней и Правой Авачи, пересекая меридиональный грабен долины Средней Авачи. Его ширина от 8 до 20-25 км, глубина погружения меловых комплексов до 2-2,5 км. На северо-востоке грабен закрыт Авачинско-Корякской группой вулканов, а на северо-западе «бронирован» эффузивно-пирокластическими образованиями алнейской серии (верхний миоцен-плиоцен) – это обстоятельство свидетельствует о «доалнейском» (дораннемиоценовом) времени заложения грабена. Весьма вероятно, что он заложен в плиоцене, а в низах его разреза находятся верхнеолигоцен-миоценовые вулканиты Центрально-Камчатского вулканического пояса.

Калыгирское поднятие является молодым, выведенным на поверхность в миоцене, а его погружение произошло в новейшее время. Вулканиты блока северо-восточными разломами разбиты на более мелкие блоки, на северо-западном окончании поднятия установлены северо-западные складки. Поднятие на юго-востоке прослеживается и в шельфовой зоне Авачинского залива.

Авачинско-Китхойская зона поднятий содержит Межавачинский и Китхойский горсты – оба северо-восточного простирания. Первый с запада ограничен меридиональным грабеном, более древним и секущим Авачинский грабен. Китхойское поднятие сложено интрузией гранитоидов северо-западной ориентировки, которая повторяет простирание Петропавловско-Ганальского и Северо-Ганальского горстов. К северо-востоку от зоны выделяется небольшой Тепловский горст и Карымско-Семячичское поднятие. Китхойский и Тепловский горсты разделены Дзэндзурским грабеном, выделенным по геофизическим данным.

Южно - Быстринский блок расположен к юго-западу от Петропавловско-Ганальского горста и отделен от него по системе северо-западных разломов. На юго-западе блок ограничен Вилючинским линеаментом. Наиболее приподнятая часть блока – в юго-западной части в виде горст-антиклинали северо-западного простирания, сложенной терригенными отложениями олигоцена и многочисленными интрузиями гранитоидов. Вилючинский линеамент с амплитудой не менее 2 км прослеживается в Срединный массив, где к нему приурочена Гольцовская интрузия гранитоидов. В долине р. Паратунки – новейший грабен с крупной отрицательной структурой в низовьях рек Быстрой и Паратунки.

Прибрежный горст приурочен к тихоокеанскому побережью, схож по строению с Южно-Быстринским блоком, причленяется к нему по Вилючинскому линеаменту и имеет северо-восточное простирание. Глубина залегания мезозойского комплекса – 1-2км.

В бассейнах рек Банной, Карымшины, Карымчины выделена Карымшинская вулканно-тектоническая депрессия (ВТД) треугольной формы, ограниченная сбросами. На её юге выделяется приподнятый блок с раннемиоценовой дацитовой формацией и позднемиоцен-плиоценовой контрастной риолит-базальтовой формацией. Широко развитые плиоценовые интрузивные купола риодацитового состава имеют северо-западное простирание. Южнее поднятого блока ВТД выделяется широтная Толмачёвско-Гореловская ВТД. В целом Карымшинская и Толмачёвская ВТД представляют части крупной депрессии.

В конце раннего и на протяжении позднего мела территория от долины р. Камчатки к югу представляет собой континентальный склон. В конце позднего мела в результате надвиговых дислокаций с востока образуется аллохтон терригенных и вулканно-кремнистых отложений. Он прижат к восточному борту Срединного выступа. В палеоцене надвиговые дислокации продолжались, в результате чего на поверхность выведен Ганальский выступ. Высказано мнение о его бескорневом строении.

Северо-западные структуры Петропавловско-Ганальского выступа-горста сформированы задолго до проявления надвиговых дислокаций, представляя собой, очевидно, древние структуры континентального склона. Об этом, в частности, свидетельствует северо-западное простирание мезозойских синкинематических тел габбро и плагиогранитов. В эоцене к юго-западу от горста закладывается прогиб с молассовыми конгломератами, а на его северо-восточном краю – Авачинский грабен. В это же время происходит раскрытие Центрально-Камчатского рифта. В олигоцене по краю континентального склона развивается Центрально-Камчатский вулканический пояс – до выступа метаморфических пород, потом он резко перемещается в Валагинский хребет, где наследует древний структурный план. В конце миоцена происходит поднятие Восточных хребтов с Вахильским покровом.

В анализе тектонических позиций четвертичного вулканизма авторы акцентируют внимание на северо-западном простирании отдельных вулканических хребтов Восточно-Камчатского вулканического пояса с действующими парами вулканов – Корякско-Авачинский, Жупановско-Дзендзурский, Мутновско-Гореловский. Восточно-Камчатский вулканический пояс северо-восточного простирания является дискретно наложенной структурой на региональный древний план. Причём наиболее крупные вулканы пояса приурочены к узлам пересечения глубинных разломов секущими и степень проявления разломов различна в верх-

них этажах коры со сложными приразломными грабенами Авачинским, Средне-Авачинским, Дзэндзурским. В зонах Петропавловского, Шипунского, Вилючинского разломов показаны глубинные геофизические границы – свидетельство их мантийного заложения. Они древние и долгоживущие, они же и активизированы в неотектонике территории.

В выводах авторы квалифицируют Ганальский горст как выступ нижних этажей древнего континентального склона. Северо-западные структуры имеют допозднемиоценовое заложение, а последующие отложения лишь наследуют этот план, «... что показано на схемах 1967 г.» (Геология СССР. Т. XXXI) и подчёркивается простиранием Центрально-Камчатского вулканического пояса. Современный структурный план сложился в процессе двух этапов надвиговых дислокаций. «Ганальско-Петропавловское поднятие почти на протяжении всего кайнозоя представляло жёсткий блок, область размыва. В эоцене появились условия растяжения, заложилась Авачинский грабен и Южно-Камчатский прогиб, обрамляющие поднятие» (стр. 27). Надвиговые дислокации происходили и в конце раннего миоцена с северо-востока.

Комментарий

Статья, используя обширный геологический и геофизический материал, посвящена комплексному анализу закономерностей тектоники одной из самых интересных территорий региона. Недостатком изложения является отсутствие геофизических разрезов глубинного строения и геофизических характеристик глубинных разломов мантийного заложения, среди которых три – северо-западного и один – северо-восточного простирания. Вместе с тем, несмотря на очевидную скудность конкретных геофизических аргументов, статья сопровождается рисунком, который показывает взаимоотношение блоковых структур территории. Вызывает удивление отсутствие ссылок на материалы электроразведки МТЗ, выполненных Ю.Ф. Морозом на территории ещё в начале 90-х годов, в частности, по Авачинскому грабену.

По данным Ю.Ф. Мороза (1989) глубина погружения меловых комплексов в грабене составляет не более 1,5 км, а кровли «кристаллического фундамента» - 6 км, с небольшой – против указываемой авторами, глубиной меловых комплексов – 2,5-5 км. Столь существенная разница, в принципе, нуждается в объяснении (с нашей точки зрения). Очень важным является констатация авторами факта «доалейского» - дораннемиоценового заложения грабена и даже, вероятно, эоценового. Эта констатация – свидетельство длительности развития северо-западных дислокаций, подобных Авачинскому грабену.

В блоке Шипунского полуострова на схеме показаны Налычевское погребённое и Калыгирское поднятия, разделённые Тюшовским (?) прогибом или Вахильской грабен-синклиналью. Налычевское поднятие и прогиб (грабен-синклиналь) отчётливо простираются на северо-запад, причём поднятие считается относительно молодым (миоценовым). Наличие в Китхойском поднятии интрузии северо-западного простирания тоже свидетельство подготовленной к её внедрению северо-западной дислокации, что подтверждается параллельностью зоны Китхойских поднятий Петропавловск-Ганальскому выступу северо-западного простирания. Таким же простиранием характеризуется Южно-Быстринский блок, ограниченный двумя северо-западными линеаментами-разломами на границе с Петропавловск-Ганальским горстом и Вилючинским (на юге).

Для рассматриваемой нами проблемы важен вывод авторов о допозднемиоценовом времени заложения северо-западных дислокаций, включая как разломные линейные элементы и блоковые ограничения, так и собственно блоковые структуры. При этом заложение Авачинского грабена в эоцене произошло в условиях растяжения коры.

Доминирующим на территории признаётся древнее ядро – Петропавловско-Ганальское горст-антиклинальное поднятие, служащее областью размыва на протяжении всего кайнозоя. Таким образом, признаётся и столь же длительная история развития северо-западных разломов, ограничивающих ядро и область по простиранию.

Следует отметить несколько искусственное выделение СЗ разломов мантийного заложения с такой густотой между ними (40-50 км).

Выводы

1. Территория от верховьев р. Авачи до вулкана Горелого на Южной Камчатке имеет длительно развивающийся северо-западный структурный план: в Петропавловско-Ганальском горст – антиклинальном поднятии, Авачинской депрессии, Кальгирьском поднятии и др., на ряде из которых в олигоцене развивается наложенный Центрально-Камчатский вулканический пояс.

2. Серия северо-западных разломов, в т.ч. три глубинных разлома мантийного заложения являются структурами взбросо-сбросового типа: Вилучинский, Петропавловский и Шипунский – они относятся к древним долгоживущим глубинным структурам, активизированным в новейшее время.

2.V.20.

Статья *Апрелкова С.Е. с соавторами «Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки» (2001)* фактически отражает отрицание северо-западных разломных дислокаций территории при акценте зонально-блокового строения основания четвертичных вулканов территории Камчатки к югу от бухты Саранной. На основе анализа геологических и геофизических (КМПВ, МОВ, электроразведка, гравиразведка) материалов на территории выделены Большерецкая плита, Гольгинский прогиб, Ункановичский горст, Южно - Камчатский прогиб и Прибрежный горст (*рис.87*).

Фундамент представлен верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми (ирунейская свита) и терригенными (часто метаморфизованными) породами (кихчикская серия). Верхний этаж представлен вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами от эоцен-антропогена на востоке до миоцен-антропогена – на западе.

Большерецкая плита имеет субплатформенное строение, на востоке тектонически сочленяется со Срединным массивом, на юго-востоке ограничивается Гольгинским прогибом, на северо-востоке – Колпаковским кайнозойским прогибом. Гольгинский прогиб простирается от вулкана Большая Ипелька на юго-запад в акваторию Охотского моря в виде Атласовского рифта. На востоке он по разлому контактирует с Ункановичским горстом, простирающимся от р. Банной на юг через вулканы Явинский и Ильинский к заливу Камбальному. Горст широтными разломами разбит на северный и два южных блока, имеет субмеридиональное простирание, его верхнемеловое основание по линии берег Охотского моря – озе-

ро Курильское залегает на глубине 1-2 км. В этом направлении резко возрастает интенсивность гравитационного поля, что нами может интерпретироваться как подъем глубинных границ, в т.ч. поверхности М.

К востоку от Ункановичского горста расположен Южно-Камчатский прогиб шириной 30-40 км (по гравиметрическим данным). Отмечен пережим ширины прогиба между вулканами Желтовский и Ильинский, Кошелевский и Камбальный (до 20 км). Глубина залегания складчатого основания в среднем 3,5 км, в районе озера Курильского – до 4 км. «В формировании прогиба, безусловно, в какой-то мере отразились вулканно-тектонические процессы» (стр. 40).

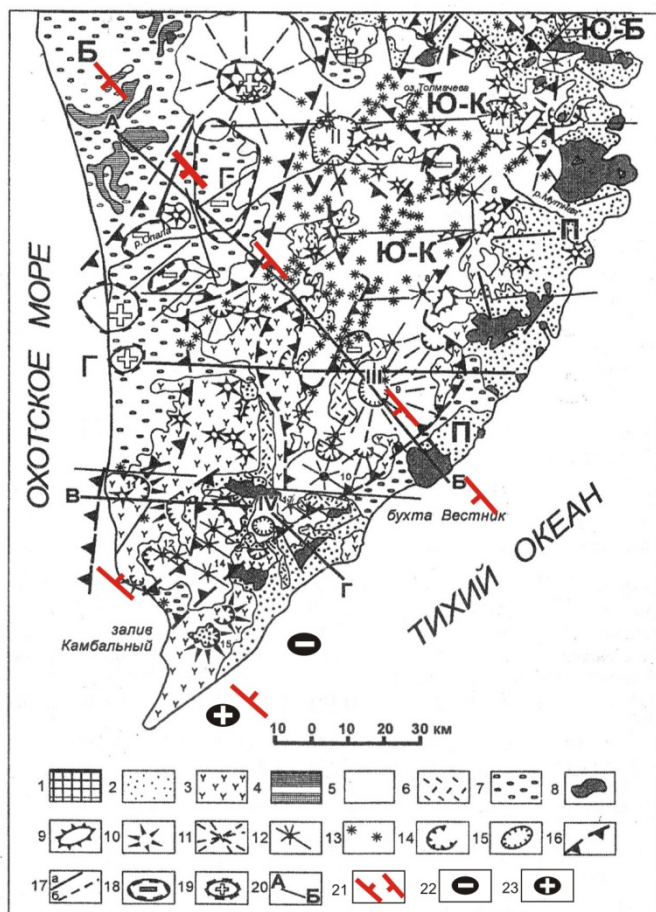


Рис. 87. Структурная схема Южной Камчатки (Апрелков и др., 2001; с дополнениями).

1 – верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения; 2 – олигоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные образования; 3 – верхнемиоцен-плиоценовые преимущественно вулканогенные отложения; 4 – плиоценовые осадочные отложения (энемтенская свита); 5-7 четвертичные отложения: 5 – вулканы, 6 – пемзы, связанные с кальдерами Ксудача и Курильского озера, 7 – рыхлые разного генезиса; 8 – миоценовые интрузии гранитоидов; 9 – плиоценовые субвулканические тела, экструзии; 10-13 – вулканы: 10 – позднечетвертичные, 11 – древнечетвертичные, 12 – плейстоцен-голоценовые, 13 – шлаковые конусы; 14-15 – кальдеры: 14 – эрозионные позднечетвертичных вулканов, 15 – проседания (I – Горелого, II – Опалы, III – Ксудача, IV – Курильского озера); 16 – разломы – границы горстов и прогибов; 17 – разломы – по геологическим (а) и по геофизическим (б) данным; 18 – минимумы силы тяжести; 19 – максимумы силы тяжести; 20 – линии геолого-геофизических разрезов.

Основные структуры: Б – Большерецкая плита; Г – Гольгинский прогиб; У – Ункановичский горст; Ю-К – Южно-Камчатский прогиб; П – Прибрежный горст; Ю-Б – Южно-Быстринский блок. Вулканы: 1 – Вилочинский, 2 – Большая Ипелька, 3 – Горелый, 4 – Опала, 5 – Мутновский, 6 – Асача, 7 – Малая Ипелька, 8 – Ходутка, 9 – Ксудач, 10 – Желтовский, 11 – Явинский, 12 – Ильинский, 13 – Кошелевский, 14 – Камбальный, 15 – Камбольного озера.

Дополнения: 21 – поперечные межглыбовые разломы; 22-23 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: 22 – опускающиеся (опаздывающие в воздымании), 23 – воздымающиеся.

В его южной части известна Паужетская депрессия, отраженная гравитационным минимумом, и выполненная плиоцен-четвертичными вулканно-осадочными отложениями среднего и кислого состава. Ее образование связано с мощными игнимбритообразующими процессами в конце плиоцена (имеется одно определение) с первичным объемом игнимбритов около 400 куб. км. В результате выброса игнимбритов образовалась гигантская кальдера с накоплением в плиоцен-среднем плейстоцене озерных вулканогенно-осадочных толщ контрастного, но

преимущественно кислого состава мощностью 550 м, не имеющая аналогов за пределами депрессии. В СВ углу Паужетской депрессии расположена кальдера озера Курильского, тоже связанная с извержениями пемз кислого состава.

Покровы игнимбритов распространены в Голыгинских горах к востоку, западу и югу от депрессии. В более позднее время в результате сводового поднятия в депрессии образовалась меридиональная цепь вулканов Камбального хребта.

Южно-Камчатский прогиб развивается в условиях длительного регионально-го растяжения. Прибрежный горст (узкой полосой) шириной до 20 км простирается вдоль океанского побережья от широты бухты Вилючинской к югу. На севере горст торцово сочленяется с Быстринским блоком СЗ простираения. В горсте глубина фундамента, на севере, около 1 км, поверхность М – 22км, на юге – 1-3 и 20 км, соответственно.

На всей территории кайнозойский вулканизм развивался повсеместно, включая Большерецкую плиту, которая в палеогене-миоцене являлась областью размыва, испытав опускание в конце миоцена. Разрез Голыгинского прогиба значительно обогащён вулканогенным материалом: андезитами, дацитами, туфами. В Южно-Камчатском прогибе и Ункановичском горсте древнечетвертичные вулканы наследуют позднеогеновые постройки и слагают новые, в частности, вулкан Большую Ипельку диаметром 50 км, другие. При извержениях игнимбритов в среднелепистоценовое время образуются крупные кальдеры – Опалинская и Гореловская, на северной окраине Опалинской кальдеры возник вулкан Опала. В Кошелевском вулканическом массиве вулканические центры в квартере смещаются на восток, древнечетвертичный Западно-Кошелевский вулкан с востока перекрыт доледниковыми вулканитами Центрально-Кошелевских центров. В цепи вулканов Кошелевского хребта на северо-восточном фланге расположен крупный голоценовый вулкан – экструзия Дикий Гребень (андезито-дациты, дациты).

Обилие кислых вулканитов в районе Паужетской депрессии, в т.ч. вулканогенно-осадочных отложений кислого состава, подстилающих вулканы Камбального хребта, многочисленные термальные источники свидетельствуют о наличии здесь современного корового магматического очага кислого состава. Вулканы Южной Камчатки возникли в результате встречных движений блока континентального склона Южной Камчатки и Тихоокеанской плиты в течение кайнозоя и фиксируют зоны растяжения.

Комментарий

Авторы не усматривают на Южной Камчатке СЗ дислокаций, поперечных СВ Голыгинскому прогибу, Южно-Камчатскому прогибу с вулканическими постройками. Однако нам очевиден пережим ширины Южно-Камчатского прогиба между вулканами Желтовским и Ильинским, Кошелевским и Камбальным почти вдвое. Согласно «*Карте полезных ископаемых ...*» (1999) этот пережим виден уже и между четвертичными базальтами вулканами Ксудач и Желтовским, т.е. на 25 км севернее пережима между вулканами Желтовским и Ильинским. Равным образом южный пережим фиксируется по южному берегу озера Курильского. Авторы считают образование кальдеры Паужетской депрессии следствием выброса игнимбритов. Здесь уместно вспомнить, что Эрлих Э.Н. (1973) для аналогичной геологической обстановки Вулканической зоны Таупо (о. Северный, Новая Зеландия)

дия) считает, что подобные структуры являлись изначально нормальными прогибами.

Одним из ярких элементов геологической карты к югу от р. Голыгины является поле распространения четвертичных вулканитов в Голыгинских горах – игнимбритов, пемз, туфов кислого состава (дациты), простирающиеся с СЗ на ЮВ полосой шириной 30 км по линии – озеро Келатик – р. Средний Кошегочек – вулкан Ильинский – мыс Инканюш. В плане эти поля образуют СЗ прямоугольник длиной 70 км. Прямоугольная конфигурация поля этих кислых вулканитов простирается на СЗ (325°), эта же ориентировка густой речной сети внутри его – рр. Левый и Средний Кошегочек, Явинской, верховье р. Голыгиной, истоки р. Озерной, реки Восточного побережья, др.

Указанные пережимы Южно-Камчатского прогиба дают основание ограничивать поле кислых вулканитов северо-западными разломами. Наличие на юго-восточном фланге их поля бухты Вестник, шириной 30 км, поведение границ К и М дают основание полагать, что СЗ разломы ограничивают опускающуюся глыбу с подошвой гранитного слоя на 2-4 км ниже, чем в соседней глыбе к северу от неё.

Согласно геолого-геофизическим разрезам, при общем клине земной коры к океану, залегание подошвы гранитного слоя по профилю В-Г – вулкан Явинский - озеро Курильское – бухта Вестник – на 2-4 км ниже, чем по северному профилю А - Б. Глубина подошвы границы М по профилю В - Г на отрезке вулкан Явинский – северный берег озера Курильского отражает прогиб на 4-6 км, а на Прибрежном горсте тоже на 2-6 км ниже чем на северном профиле А - Б.

Выводы

1. Территорию пересекает поперечный межглыбовый глубинный разлом северо-западного простирания, устанавливаемый по разнице глубин залегания подошвы гранитного слоя и поверхности М по его стороны.

2. Поперечный межглыбовый глубинный разлом пролегает по линии, разделяющей поднятую глыбу на севере от опущенной глыбы – на юге.

ГЛАВА VI

РЕСУРСНАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ЛОКОЛИЗАЦИИ И ПРОГНОЗА РУДОНОСНЫХ ТАКСОНОВ

РОЛЬ ПОПЕРЕЧНЫХ МЕЖГЛЫБОВЫХ РАЗЛОМОВ В МИНЕРАГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОРЯКСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

3.VI.1.

Яроцкий Г.П. «Закономерности строения подошвы литосферы и минерагении на Морской транзитали Северо-Востока Азии»

Закономерности строения подошвы литосферы проявлены и в особенности строения этой части блока, выделенной под названием Морской транзитали (рис. 88). Они проявлены в ярко выраженной системе диагональной сети высокоградиентных линий глубин подошвы. На территории Корякско-Камчатского региона его районирование даёт чередования поднятых и опущенных глыб литосферы, определяемых как по высокоградиентным линиям, так и по распределению точечных определений глубин подошвы. В общей схеме районирование совпадает с разделением земной коры региона в авторской концепции глыбово-клавишной структуры. В определённой связи с глыбами литосферы находятся рудные районы региона.

Согласно (*Геологический атлас России, 1996*) Корякско-Камчатский регион располагается на востоке Северо-Восточной литосферной провинции (рис.88). С запада она граничит с Центральной (к западу от р. Лены), с юго-запада – с Юго-Восточной провинциям в пространстве от верховьев р. Лены до берега Охотского моря. Северо-Восточная провинция сложена литосферными блоками: Таймырским, Колымским, Алазейским, Крайнеморским и Охотоморским. В отличие от Центральной провинции с мощностью литосферы 100-110 км и восточной части Юго-Восточной провинции с мощностью 75-85 км, все литоблоки Северо-Восточной провинции имеют минимальную мощность литосферы – её кровля максимально приближена к поверхности, т.е. характеризуется высоким стоянием подошвы литосферы. Регион приурочен к Крайнеморскому литоблоку – в нём отражена максимальная напряжённость геодинамических и энергетических напряжений Чукотки, Колымы и Морской транзитали и в пределах которой размещён и регион. Для литоблока характерны протяжённые в разной мере узкие мантийные гребни, закономерно чередующиеся с узкими и глубокими трогами. Такое

сочетание структурных элементов присуще междуречью Колымы и морскому побережью региона от мыса Дежнева до мыса Лопатки. Перепады экстремальных величин рельефа подошвы литосферы достигают 40 км (!), при подавляющих отметках положительного рельефа 45 км, отрицательного – 80 км. Указывается, что для северной части литоблока, приуроченной на поверхности к междуречью Камчатки, бассейнам рек Омолона, Анадыря и берега Морской транзитали, характерен решётчатый тип расположения удлинённых осей мантийного рельефа. Особым рисунком характеризуется локальное воздымание подошвы до 57-60 км на Восточных п-овах Восточной Камчатки, п-овах Олюторский, Наварин. Эти поднятия трактуются как астеносферные диапиры (Соловьёв, Рыжова, 1996).



Рис. 88. Схема районирования России по глубинному строению литосферы, масштаб 1: 55 000 000 (В. В. Соловьёв, 1996). Фрагмент территории Северо-Востока Азии.

Литосферные провинции: 1 – Центральная, 2 – Юго-Восточная, 3 – Северо-Восточная. Границы: 4 – провинций, 5 – литосферных блоков. Литосферные блоки (цифры и кружках): 7 – Алдано-Ханкайский, 9 – Колымский, 10 – Алазейский, 11 – Окраинноморский, 12 – Охотоморский. МТ – Морская транзиталь.

Интересным является соотношение подошвы литосферы Камчатки и Охотоморского литоблока. Авторы пишут о положении Охотского моря в области активного геотермического и геодинамического режима, что привело к деструкции литоблока, в особенности на западной и юго-восточной частях. А вот северо-восточная часть, в том числе прилегающая к югу от п-ова Омгон, не подверглась трансформации и здесь мегаструктура Охотского моря представлена в рельефе кровли литосферы фрагментом крупного свода, располагающегося ниже огибающих его мантийных структур Колымского и Окраинноморского литоблоков: вблизи Северных Курил и Камчатки аналогичный склон опускается до 70 км (рис. 89).

Положение подошвы литосферы как границы раздела с астеносферой, т.е. рельеф литосферы – отражает в той или иной мере степень зрелости собственно литосферы: где она залегает глубже – там и литосфера обладает большей многослойностью. Так, для платформ с мощной литосферой установлено 2-4 внутрилитосферные границы, а для Курило-Камчатского региона – лишь одна! Правда, прямого отражения подошвы литосферы в тектонических и морфоструктурах поверхности Земли ожидать, как пишут авторы карты, не следует. Однако детали строения рельефа и особенности пространственного распределения могут быть успешно использованы при районировании и расшифровке причинно-следственных связей приповерхностных структур с глубинными неоднородностями. Так, зоны торцового сочленения, крутонаклонные участки и высокоградиентные зоны мантийного рельефа являются индикаторами субвертикальных геодинамических систем, которые в приповерхностных частях разреза земной коры

трансформируются в рифты, срединные массивы, структурные швы (разломы), вулканические пояса и другие дислокации коромантийного происхождения. Контрастные мантийные гребни в Окраинноморском литоблоке коррелируются с известными зонами развития эффузивов, субвулканических интрузий и рифтогенных структур – эти аспекты интерпретации поведения кровли литосферы отражены на территории акватории Пенжинской губы и прилегающих территориях.

Рассмотрение «*Карты рельефа подошвы литосферы России*» (*Геологический атлас России, 1966*) интересно и в металлогеническом отношении. В Колымском литоблоке на участке высокого стояния литосферы (60-65 км) – в Верхоянско-Сусуманском астеносферном валу развиты золотосеребряные формации с легендарными месторождениями Главного Колымского золотоносного пояса. Эта зона Колымского литоблока отчётливо трассируется на юго-восток на Камчатку в бассейн междуречья Крутогоровой – Тигиля и далее к юго-востоку, где известны месторождения и ряд золотосеребряных и золотых проявлений. Зона к югу от верховьев р. Крутогоровой меняет направление на южное и выходит своим окончанием на суше в золотоносные формации Юго-Восточной Камчатки от юга Ганальского массива через бассейн рр. Банной, Паратунки, Порожистой далее к юго-западу в бассейны рек Мутной, Асачи, Ходутки.

Комментарий

Поверхность рельефа подошвы литосферы в Корьякско-Камчатском регионе характеризуется самыми напряжёнными геодинамическими и энергетическими показателями в верхней мантии на всём Северо-Востоке Азии. В земной поверхности характерными их проявлениями отражены сквозькоровые структуры на глубинах 50-55 км, ряд рифтогенных структур в акватории Пенжинской губы, а в Корьякском нагорье поясами верхнемеловых эффузивов (корьякская серия и ватынская свита, кампан) с одновозрастными интрузиями ультраосновных пород (глубина кровли литосферы в блоке северо-восточного простирания 65-80 км, длиной 500 км при ширине 60-110 км).

От широты устья р. Мамет через Пенжинскую губу до верховьев р. Анадырь на протяжении 480 км в кровле литосферы фиксируется глубокий трог – до 80-83 км, шириной около 70 км. Далее к северу он продолжается в виде более узкой зоны ещё на 450 км, где обрывается северо-западным трогом длиной около 420 км, простирающимся на юго-восток в море.

Известный Главный Колымский золотоносный пояс приурочен к Верхоянско-Сусуманскому астеносферному выступу-валу по подошве литосферы с глубиной около 61-66 км, который отчётливо трассируется на юго-восток.

В целом в кровле литосферы Окраинноморского литосферного блока наиболее яркими элементами являются линейные аномалии разной протяжённости, но примерно одинаковой ширины. Этими элементами являются зоны резкого изменения залегания подошвы литосферы в виде высокоградиентных зон шириной (между крайними изолиниями рельефа подошвы литосферы) 20-40 км. Зоны имеют протяжённость 300-1300 км и ориентированы в двух принципиальных направлениях: северо-западном – 315-325⁰ и северо-восточном – 35-40⁰. Глубины, к которым приурочены зоны по подошве литосферы, составляют от 48 до 82 км. Меридиональные и широтные простирания зон – отсутствуют. Характерной особенностью линейных аномалий Окраинноморского литоблока и его Морской транзитали является их значительное продолжение в сопредельных Колымском и

Алазейском блоках (бассейны нижних течений Лены, Яны, Индигирки и левобережья низовьев Колымы).

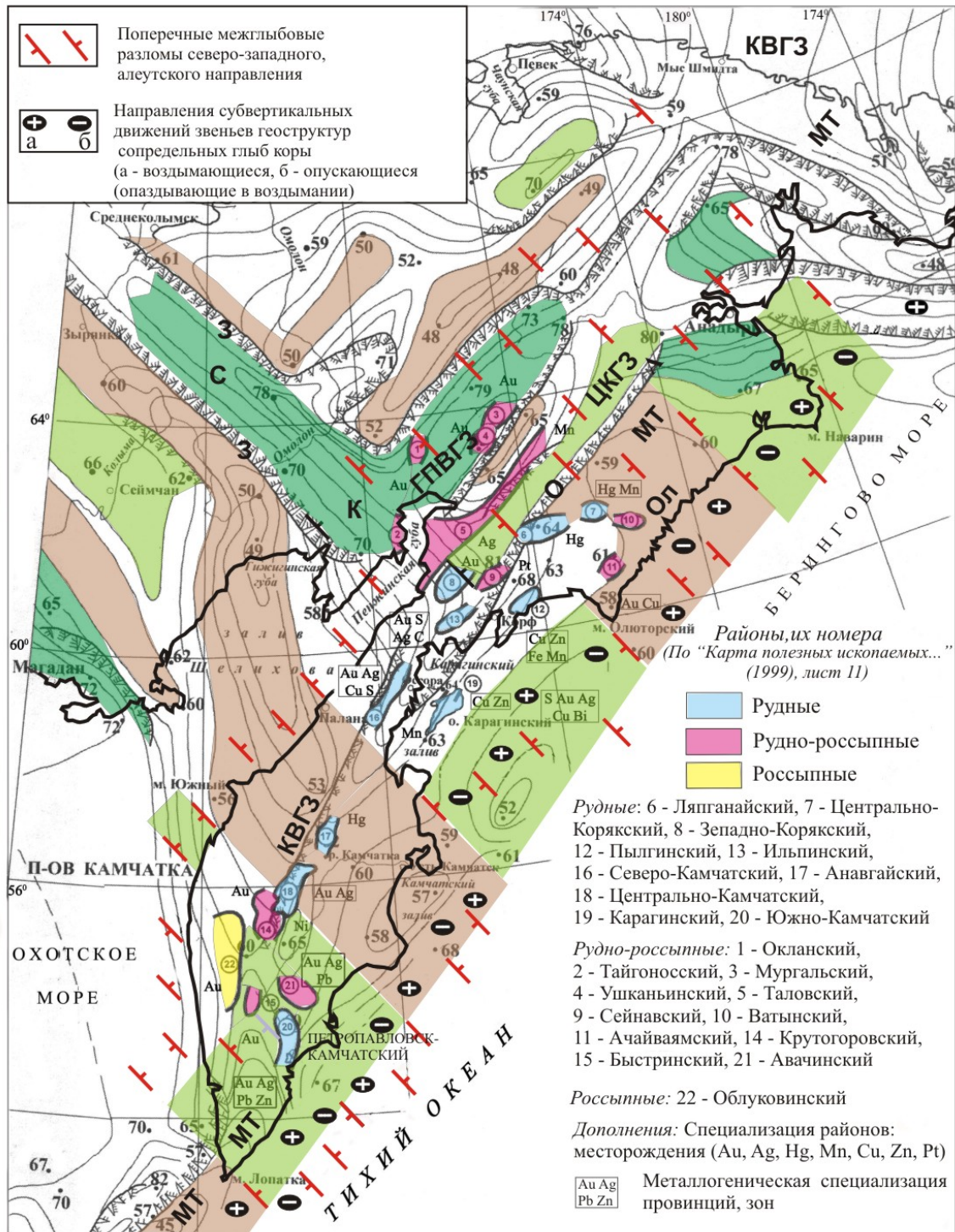


Рис. 89. Положение минерагенических районов Корякско-Камчатского региона на «Карте рельефа подошвы литосферы Северо-Востока Азии» («Геологический атлас России», 1996; с дополнениями).

Элементы рельефа: С – Сеймчанский ров, З – Зырянский вал, К – ров Яна-Корф, О – Оссора-Анадырь, Ол – Ачайваямский диопир, МТ – Морская транзиталь Окраинноморского литосферного блока. Высокоградные зоны: КВГЗ – Камчатская, ГПВГЗ – Гижигинская, ЦКВГЗ – Центрально-Корякская.

Линейные аномалии устанавливаются по высокому и низкому положению подошвы литосферы, имеют простую вытянутую форму, либо простираются с осложнениями в виде горизонтальных «флексур», определённых резким поворотом изолиний рельефа подошвы литосферы.

Самым ярким элементом «Карты ...» в рельефе подошвы литосферы являются северо-западные аномалии. Для Корякско-Камчатского региона интересны и играют роль эти элементы, начинающиеся далеко к северо-западу от региона – ещё в пределах Колымского литоблока (рис.89). Рассмотрим их на территории к ЮВ от линии посёлков Верхоянск – Усть-Нера – г. Магадан – п-ов Камчатка (устье р. Ичи). К северо-востоку от этой линии фиксируется ряд закономерно чередующихся высокоградиентных зон и локальных линейных аномалий.

По линии п. Верхоянск – п-ов Камчатка высокоградиентная линия имеет протяжённость около 1100 км – на материке, и ещё около 900 км по азимуту около 175° (355°) до мыса Лопатки на Камчатке. Далее за ней к востоку субпараллельно следует Верхояно-Сусуманский астеносферный вал с глубиной подошвы 62-58 км при ширине около 130-180 км и протяжённостью около 1800 км от р. Лены до п-ова Тайгонос. Южнее п-ова Тайгонос вал резко сужается (до 30-50 км), меняет направление на 175° и его ось выходит на Камчатку в устье р. Хайрюзовой и далее к верховьям р. Крутогоровой и к югу в район г. Петропавловск-Камчатского.

По линии Усть-Оленёк-Тикси-Сеймчан простирается от р. Индигирки до побережья Гижигинской губы на 1000 км Сеймчанский ров (С) глубиной 62-66 км и шириной около 130-150 км. На широте 60° он резко выклинивается, будучи зажатым, между Верхоянско-Сусуманским валом и юго-восточным продолжением Зырянского вала.

Зырянский вал (З) устанавливается по глубине подошвы 50-60 км на отрезке от р. Индигирки до верховьев р. Омолон на протяжении около 800 км при ширине около 100-120 км. Для него характерно резкое уменьшение глубины подошвы к юго-востоку от п. Зырянки – от 60 до 50 км. Сразу от р. Омолон вал резко меняет простираение на субмеридиональное (на отрезке 130 км), затем также резко на юго-восточное – 150° с выходом оси на устье р. Воямпольки с вероятным простираением на устье р. Камчатки.

К северо-востоку от Зырянского вала устанавливается трансконтинентальный ров (К) протяжённостью от устья р. Яны (Янский залив) через средние течения рр. Индигирки, Колымы, верховья Омолона, через п-ов Пьягина на п. Корф на побережье Берингова моря. Протяжённость (не включая продолжение в море Лаптевых) – 1700 км, а с продолжением в море Лаптевых – около 2700 км! Ширина вала между высокоградиентными зонами на отрезке р. Индигирка – п. Корф – 130-210 км, глубина в междуречье Индигирки-Колымы – 70-75 км, далее к юго-востоку до п. Корфа – 75-81 км! В районе п. Корф она сочленяется с торцевой высокоградиентной зоной северо-восточного простираения от п. Оссора-п. Корф – г. Анадырь.

К юго-западу от окончания трансконтинентального рва в устье р. Гижиги на побережье Гижигинской губы «конским хвостом» причленяется с юго-востока к нему скат южного окончания Зырянского вала с резким до 30 км и глубоким скатом-уступом от 50 до 80 км, клином, выходящий на Камчатку от п. Паланы до устья Рекинники или истоков р. Куюл (изолиния рельефа подошвы 75 и 76 км, соответственно).

К ЮВ от трансконтинентального вала рельеф поверхности подошвы астеносферы Окраинноморского блока литосферы представляется мозаикой впадин и

поднятий. К востоку от р. Колымы блоки разграничены высокоградиентными зонами протяжённостью 180-800 км северо-восточной ориентировки и лишь две аномалии – по зонам северо-западного простирания, причём в Колымском блоке литосферы региональное и локальное простирание – северо-западные.

По линии р. Индигирки-п. Корф видна своеобразная кулисообразная смена глубин от максимальных глубин рва к северо-востоку от его оси.

Рассмотрим локальные структуры в рельефе подошвы литосферы-кровли и астеносферы с востока на запад на материковой части Корякско-Камчатского региона.

В верховьях р. Ачайваям, фиксируется изометричная структура кольцевого типа с подъёмом подошвы от 61 до 59 км. Вероятно это астеносферный диапир диаметром около 200 км, вытянутый слегка в северо-западном направлении. Диапир локализуется на отрезке береговой линии между п-овом Олюторским и мысом Наварин на протяжении около 550 км. Его северо-западный край обрезан высокоградиентной зоной, простирающейся от п. Оссоры до р. Анадырь. Его ось при мысленном продолжении на северо-запад пересекает три локальных структуры и в районе Нижнеколымска по градиентной линии 73-75 км выходит на о. Фадеевский Ляховских островов. Интересно, что структура Командорской котловины на юго-востоке диапира, с минимумом глубины подошвы 57-52 км тоже имеет длину 550 км. К юго-западу от Наваринского свода на 550 км простирается до Шипунского п-ова мантийный диапир 59-52 км п-ова Камчатского – залива Кроноцкого.

К северо-западу от Олюторского диапира по линии высокоградиентной зоны пролегает узкий (30-50 км) ров в рельефе подошвы, трассируемый по линии р. Куюл-устье левого притока р. Анадырь. За ним следует мантийное поднятие (глубина – 78-65 км) р. Таловки и по долине р. Майн до р. Анадырь. Далее следует крупный мантийный прогиб (79-83 км) аналогичной длины, ограниченный по простиранию высокоградиентными зонами. Ещё далее фиксируется структура мантийного вала глубиной подошвы литосферы 50-48 км протяжённостью от верховьев р. Тылхой до 68⁰ с.ш. по северо-восточному направлению на 880 км. Следом за ним в подошве литосферы – узкий (100 км) трог длиной 220 км, следом за которым фиксируется мантийное поднятие (52-50 км) шириной около 130-150 км, протяжённостью около 350 км на северо-восток.

По линии п. Певек – п. Провидение проходит зона северо-западных чередующихся поднятий и погружений мантии юго-западной части Чукотского моря.

Интересно отметить, что продолжению бух. Св. Лаврентия на суше отвечает мантийный вал, простирающийся на северо-запад на 600 км, п-ову Олюторскому – разрыв в мантийных диапирах Олюторского залива, Командорской котловине и п-ову Камчатскому – залив Кроноцкого. К первому Курильскому проливу (36-57 км) приурочена середина Северо-Курильского диапира (55-46 км), между диапирами о. Шикотан (глубина диапира 55-48 км) – пролив Крузенштерна (62 км) и диапиром о. Симушир (55-58 км) – пролив Фриза (55-60 км), диапиром о. Кунашира (55-47 км) и Хоккайдо-пролив – Кунаширский (60 км).

Если рассмотреть границы раздела мантийных диапиров от Японии по мыс Дежнева, то расстояния между ними составят ряд: пролив Крузенштерна-пролив Фриза – 400 км – пролив Крузенштерна – 860 км – Петропавловск-Камчатский – 580 км – п-ов Камчатский – 500 км – мыс Наварина – 550 км – п. Провидения – 520 км.

В контексте глыбово-клавишной структуры земной коры карта подошвы рельефа литосферы даёт возможность наметить ещё один надрегиональный уровень делимости твёрдой оболочки Земли, включая и верхнюю мантию. На Морской транзитали отчётливо видны зоны резкого изменения глубины залегания подошвы литосферы в виде поперечных – северо-западных, ограничений продольных аномалий в подошве. Расстояния между центрами аномалий (с юга на северо-восток от Японии), км:

- 450 – 400 – 650 – 350 – 600 – 350 – 650, отражают симметрию подобия;
- между поперечными ограничениями аномалий, км: - 400 – 500 – 600 – 630 – 550 – 480 – 560, также отражающие симметрию подобия

Эта симметрия отчётливо видна в рельефе юго-восточного обрамления Охотского моря в чередовании эшелонированных островов Курильской гряды, а также на восточном побережье Камчатки и юго-восточном побережье Корякского нагорья: Кунаширский пролив – пролив Фрида – пролив Крузенштерна – залив Камбальный – Авачинский залив – Кроноцкий залив – Камчатский залив – Карагинский залив – Олюторский залив – залив Юго-Восточно-Корякских бухт – Анадырский залив. Эта череда проливов и заливов отчётливо вписывается в вышеприведённый ряд, отражающий симметрию подобия.

Интересен по участкам и ряд расстояний между центрами диапиров: п. Курильск-Крузенштерна – 460 км, – мыс Лопатка – 450 км – Камчатский залив – 600 км – Командорская котловина – 550 км – Олюторский – 520 км – Берингов пролив – 1100 км. В обоих случаях расстояния характеризуют классическую симметрию положения астеносферных выступов-диапиров на краю континента.

Не менее интересным является положение астеносферных выступов и погружений вдоль 132⁰ в.д. с севера на юг: центры аномалий от моря Лаптевых до истоков р. Зеи – 650-700 км, что определяет такое же соотношение расстояний между разделяющими их линиями СЗ простирания, хорошо прослеживаемыми на Северо-Востоке Азии, в Охотском море и зоне перехода «континент-океан».

Вывод

Поперечные межглыбовые разломы земной коры Корякско-Камчатского региона укладываются в схему делимости астеносферы как элементы более низкого порядка делимости коры.

3.VI.2.

Г.П. Яроцкий.

Закономерности размещения рудных районов на карте подошвы литосферы Морской транзитали Крайнеморского литосферного блока.

Территория Корякско-Камчатского региона расположена на Морской транзитали крайнеморского блока литосферы (*Геологический атлас., 1996*), являющейся переходной зоной между древним континентом и океаном на Северо-Востоке Азии (*рис. 88, 89*).

В структуре литосферных геоблоков территория в виде Камчатско-Олюторской зоны включена в Беринговский блок (*Красный, 1984*). Для геоблоков устанавливаются общие закономерности в строении и развитии активной окраины континентов: промежуточная кора между континентальной и океанической; перепады гравитационного поля с резким увеличением к океану; насыщенная разрыв-

ная тектоника с проявлением землетрясений; наличие прилегающих шельфовых областей; сочетание горизонтальных и вертикальных движений; сочетание геохимических ассоциаций.

Для территории Корякского нагорья и её Морской транзитали характерны все названные закономерности, отражённые в проявлениях и месторождениях самородной серы, золота и серебра, платины и платиноидов, ртути, железа, свинца, цинка, меди. При этом в подчинённом распространении окислы и халькофилы – олово, вольфрам, молибден, уран, торий, экзотичны сидерофилы – марганец.

Эндогенная минерализация территории связана с процессом тектономагматической активизации, с гранодиоритовым и диоритовым магматизмом (золото, серебро, самородная сера, медь, олово, ртуть, сурьма, мышьяк, уран и торий (очень редко). На территории проявились особенности тектонической активизации активных окраин (т.н. геосинклинальный этап) и орогенеза (золото, серебро, самородная сера, ртуть, сурьма, уголь). Поясним вкратце приуроченность рудных районов региона к особенностям распределения поверхности подошвы литосферы Морской транзитали (рис. 89). Как видно, особенностью поверхности подошвы является наличие трогов и поднятий со значительными перепадами на их границах мощности литосферы.

К высокоградиентным зонам (ВГЗ) литосферы приурочены: (с юга на север: к Камчатской – 4 района: Крутогоровский (14) – Au Центрально-Камчатский (18) – Au, Анавгайский (17) – Hg, Северо-Камчатский (16) – Au, S; к Корякской ВГЗ приурочены либо тяготеют районы: Карагинский (19) – Cu, Zn, Pb, Fe, Сейнаровский (9) (Pt), Ляпганайский (6) (Hg), Центрально-Корякский (7).

Другая особенность – мощность литосферы. К высокому стоянию подошвы – 60 км приурочены районы: Южно-Камчатский (20), Быстринский (15), Крутогоровский (14), Авачинский (21), Ачайваямский (11), Ватынский (10), Центрально-Корякский (7), Карагинский (19).

Приведенное описание базируется на небольшой выборке рудных районов. Тем не менее, вместе с проявлениями, не вошедшими в контуры районов, например, п-овов Камчатского, Кроноцкого, Шипунского (на всех Cu, Fe, Ag, Ni, Fe, Cr), а также приуроченных к высокому стоянию подошвы (58-60 км), эти особенности приобретают характер тенденции. К аномально низкому стоянию подошвы – 74-78 км приурочены районы Ильпинский (сера, золото) и Западно-Корякский (золото, серебро, олово) с их вулканогенами. Ещё одна особенность – приуроченность к высокому стоянию поверхности подошвы – 60 км Срединного и Ганальского массивов и Беринговского поднятия (рис. 89). Как известно (*Карта полезных ископаемых...*, 1999) к ним приурочены месторождения Au, Ag, Ni, Mn, Cu, Pb.

Приуроченность районов и глыб к глубинам строения подошвы литосферы разная. На Западной Камчатке к глыбе с глубиной подошвы 56-62 км приурочены рудно-россыпные районы: Крутогоровский, Быстринский и россыпной – Облуковинский. В следующей к СВ глыбе с глубиной 60-63 км расположены рудные районы Центрально-Камчатский и Анавгайский. К северу от п-ова Озерного в глыбе с глубиной подошвы 49-52 км расположены рудные районы Северной Камчатки, Корякии, где наиболее насыщена ими на поверхности глыба полуострова Ильпинского, Ильпырского и Говена, где другой особенностью является приуроченность рудных районов к высокоградиентным линиям подошвы литосферы. На Камчатке к ней приурочены: россыпной Облуковинский (22) район; рудные – Центрально-Камчатский (18), Анавгайский (17), Северо-Камчатский (16), район

на материковой части: Ляпганайский (6) и также россыпные: Сейнаровский (9), Мургалевский (3), Ушканьинский (4).

Вопросы связи минерагенических таксонов-районов с рельефом подошвы литосферы в Корякско-Камчатском регионе не находят однозначных решений. Свою роль в этом играет несовершенство металлогенического районирования (*Карта полезных ископаемых...*, 1999), в котором площадные размеры районов очевидно несоразмерны, не имеют завершающих контуров и не сопровождаются тектоническими обоснованиями. При небольшой выборке статистические связи установить трудно, тем не менее определённую тенденцию можно увидеть.

3.VI.3.

Яроцкий Г.П.

Тектоническая позиция первого серебрянорудного района в Корякском нагорье.

В Корякском нагорье известна специфическая олигоценая вулканогенно-осадочная формация, представленная велолныкской серией. Она расположена на краю Центрально-Корякской структурно-формационной зоны и приурочена к ее наиболее прогнутой северо-западной части. Ее выходы простираются от Маметчинского залива Пенжинской губы до реки Ваеги на северных склонах массива г. Ледяной – темени Корякского нагорья. Специфика образований серии заключена в прерывистости её выхода на поверхность в виде эллипсоидных территорий северо-восточной ориентировки, называемых вулканическими полями. Другая особенность образований серии – ее двучленная обособленность в пределах каждого поля: подавляющее распространение вулканических покровов и субвулканических тел либо среднего, либо кислого состава. Этим обусловлена и металлогеническая особенность – связь со средними вулканитами золотого и золото-серебряного орудения, с кислыми – исключительно серебряного. Общая тектоническая особенность вулканических полей велолныкской серией олигоцена – приуроченность к территориям пересечения СЗ поперечных межглыбовых разломов земной коры с выходами верхнемелового фундамента северо-восточного простирания на окраине Центрально-Корякской СФЗ.

Степень изученности площадей вулканических полей олигоцена различная. Все они обеспечены региональными аэромагнитной, гравиметрической, геологической съемкой масштаба 1:200000, Уннэйвамское и Гайчаваамское вулканические поля изучены аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000, Уннэйвамское ещё и электроразведкой (МТЗ) масштаба 1:500000. Целью настоящей статьи является выделение нового профилирующего полезного ископаемого Корякского нагорья – серебрянорудного, и определение его металлогенического таксона. Критика взглядов различных исследователей на поставленную проблему нецелесообразна ввиду отсутствия разногласий между нами, так как предлагается другая схема связи металлогении и тектоники территории. Ими выделяется Уннэйваамское вулканическое поле без тектонического и металлогенического обоснования. Нами обосновывается для Пальматкинского и Гайчаваамского вулканических полей именно этот аспект. При настоящем исследовании использованы материалы «Карта полезных ископаемых...» (1999); *Апрелков и др. «Палеоструктуры...»* (2002); *Яроцкий «Поперечные...»* (1976); *Мороз, (1997).*

Уннэйваамское вулканическое поле (УВП) расположено на юго-западе Корякского нагорья в междуречье Уйвинваам-Уннэйваам. Орографически – это хре-

бет Уннэй-Тунуп, горы Утгинай, хребет на левобережье р.Ичигинваям. Последняя пересекает поле на юго-западную и северо-восточную площади. С юго-востока поле обрамлено хребтами, с остальных сторон – низменностью Парапольского дола.

Поле образовано выходами вулканитов олигоцена, обрамленных с юго-востока и крайнего северо-востока выходами верхнемеловых (кампан) терригенных образований фундамента, с остальных сторон – болотными, аллювиальными, водно-ледниковыми четвертичными отложениями низменности. Вулканиты представлены покровными и субвулканическими фациями среднего и кислого состава. Они простираются на северо-восток от р.Уйвинываям при ширине выходов от 15 до 36 км на площади около 2600 кв.км. Поле расположено в Центрально-Корякской структурно-формационной зоне.

В центральной части поля картируется самая крупная на юго-западе Корякского нагорья Мигитунупская интрузия гранодиорит-порфиров олигоцена. Полезные ископаемые на площади поля представлены подавляюще проявлениями серебра, несколькими золото-серебряными, золотыми проявлениями и Аметистовым месторождением, ртутью. На юго-востоке, в верхнемеловых отложениях на площади истоков Уйвинываяма и Уннэйваяма распространен ряд проявлений и два месторождения олова. В "Схеме металлогенического районирования» (*Карта полезных ископаемых...*, 1999) Уннэйваямское вулканическое поле вместе с площадью проявления олова включено в Западно-Корякский рудный район. Тектонически поле отнесено к Западно-Камчатско-Корякскому вулканическому поясу, обрамленному на территории поля с СЗ Пусторецко-Парапольским прогибом, на юго-востоке – Центрально-Корякской тектонической зоной (*Апрелков, 2002*).

Территория УВП имеет выраженное характерное гравиметрическое поле, отличное от сопредельных территорий. В общем, это мозаичное отрицательное поле и описывается генеральной изоаномалой около 26 мГл. Исключительно ярко поле отображено в материалах электроразведки МТЗ. Согласно данным (*Мороз, 1976*) оно приурочено к впадине верхнемелового фундамента глубиной до 1,5 км по изопахите 0,5 км, и в кровле кристаллического фундамента глубиной до 9 км по изопахите 7 км. Обе впадины северо-восточного простирания. В магнитном поле аэромагнитной съемки масштаба 1:200000 УВП выражено слабо положительным полем интенсивностью 50-100 гамм (нТл) с многочисленными минимумами и в целом описывается изодинамой 400 гамм (нТл). Обрамлено вулканическое поле отрицательным магнитным полем – 50-200 гамм (нТл). Согласно и аэрогеофизической съемке масштаба 1:50 000 территория УВП отчетливо обособляется от окружающих площадей и характеризуется резко дифференцированными знакопеременными значениями с многочисленными локальными минимумами и максимумами. Магнитному полю отвечает повышенный естественный радиоактивный фон. Территория обрамляется слабо отрицательным полем. Общие и детальные характеристики геофизических полей дают основание к тектонической и металлогенической оценке территории УВП, отличной от предшественников (*Апрелков, Богдан, Попруженко, 2002*).

В поле силы тяжести территория делится на две площади по восточному борту долины р. Ичигиннаям градиентной зоной шириной примерно 3-7 км от истоков реки Куйвинваям до проявления Акрополь. Градиентная зона имеет простирание вначале 330°, к северу от проявления Акрополь – около 355°. К восточной части зоны приурочены западные выходы крупной Мигитунупской интрузии гранодиорит-порфиров (*Поздеев, Рожкова, 1975*). К юго-западу от градиентной

зоны распространены вулканиты олигоцена, представленные покровными фациями и субвулканическими фациями велолныкской свиты: преимущественно лавами и субтелами среднего состава (андезибазальты и андезиты). Здесь распространены породы кислого и среднего состава, выделенные в ичигинскую свиту. В гравитационном поле эта площадь отчетливо описывается на юго-западе и юго-востоке нулевой изоаномалой, на северо-западе и северо-востоке – изоаномалой – 10 мГл. При этом очевиден рост интенсивности поля от градиентной зоны к юго-западу, где за пределами вулканитов его значение переходит в положительное (2-4 мГл). Согласно данным МТЗ эта площадь территории УВП находится на юго-западном замыкании изопхит 0,5 и 7 км верхнемелового и кристаллического фундаментов, соответственно. В металлогеническом отношении юго-западная площадь УВП характеризуется золоторудным месторождением Аметистовым, проявлениями золота и серебра с соотношениями 1:3 до 1:38, т.е. золоторудного типа.

К северо-востоку от градиентной зоны на площади распространены подавляюще покровные и субвулканические породы кислых фаций утгинейской свиты: риодациты, туфы, их кластолавы, лавообрекчии, туфы, игнимбриты и субвулканические тела риолитов. Причем, последние распространены исключительно, т.е. при полном отсутствии пород среднего состава. По северо-западному обрамлению площади также картируются образования утгинейской свиты, сложенной риолитами, игнимбритами, дацитами, их туфами, а также туфопесчаниками, опоками и опокovidными породами. На крайнем северо-востоке картируются вулканиты ичигинской свиты: андезиты, их туфы, дациты, риолиты, кластолавы. В гравиметрическом поле площадь распространения кислых вулканитов утгинейской свиты отражена протяженным северо-восточным отрицательным полем, описанным изоаномалой –20мГл с несколькими локальными минимумами (24-28 мГл). Часть из них ориентирована на северо-восток, часть – на северо-запад, при размерах около 7 – 8 км. Эта часть площади выделена по гравиметрической съемке масштаба 1:50000 в качестве Уннэйваямской вулканно-тектонической депрессии длиной 66 км и шириной 13-26 км. Депрессия приурочена целиком к впадинам верхнемелового и кристаллического фундаментов. В магнитном поле на площади фиксируются многочисленные интенсивные локальные максимумы на фоне положительного поля, связываемые с субвулканическими кислыми либо основными породами.

Северо-восточная часть площади УВП характеризуется металлогенической спецификой: распространением исключительно серебряного оруднения при полном отсутствии золотого. Руды всех проявлений имеют соотношение золото/серебро более 100, при этом содержание серебра достигает нескольких сот грамм/т при содержании золота в первые граммы. Проявления в вулканитах обрамления утгинейской и ичигинской свит характеризуются более низкими соотношениями, при содержании серебра в первые сотни грамм/т.

Совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о принципиально различных условиях глубинного формирования юго-западной и северо-восточной площадей УВП. Юго-западная площадь УВП характеризуется положением на юго-западном крыле впадины верхнемелового и кристаллического фундаментов, вулканитами среднего состава преимущественно лавовых покровов, сокращенной мощностью вулканитов и внутренней вулканно-купольной структурой, имеет золоторудную специализацию. Северо-восточная площадь расположена в области максимального погружения верхнемелового и кристаллического

фундаментов, сложена вулканитами кислого состава с увеличенной мощностью, упорядоченной внутренней структурой в форме кальдерных построек, имеет исключительно сереброрудную специализацию. Эти различия дают основания считать северо-восточную площадь сереброрудной, в отличие от юго-восточной – золоторудной.

Причину возникновения приведенных различий следует искать в тектоническом положении УВП. Современная тектоническая позиция поля, выраженная в (Апрелков и др., 2002) не дает подходов к этому. Предлагается оценка положения УВП в концепции глыбово-клявишной структуры земной коры активных окраин континента (Яроцкий, 1976, 2006).

Согласно ей земная кора разбита серией северо-западных глубинных разломов поперечных региональным структурам. Они простираются от океана вглубь континента на Северо-Востоке Азии, разделяя кору на глыбы с характерным береговым окончанием на окраине континента в виде чередующихся заливов и полуостровов. Глыбы заливов находятся в режиме погружения, глыбы полуостровов – поднятия. Предполагается, что в опускающихся глыбах мощность коры больше, чем в воздымающихся, при одновременной увеличенной мощности второго слоя. Подтверждением последнему является картирование на поверхности глыб заливов в Корякско-Камчатского региона подавляюще кислых (риолитов, игнимбри-тов) покровов субвулканических тел, против основных либо среднего состава (базальтов, андезитов) – на поверхности глыб полуостровов. В регионе первые отражены Юго-Восточно-Камчатскими бухтами (Вестник), заливами (Авачинский, Кроноцкий, Карагинский, Олюторский), Юго-Восточно-Корякскими бухтами (Наталии, Анастасии, Дежнева, Опуки), вторые - Юго-Восточно-Камчатскими мысами (Ходжелайка, Крестовый, Пираткова), полуостровами Шипунским, Кроноцким, Камчатского мыса, Озерным, Ильпырским, Говена, Олюторским, Юго-Восточно-Корякских мысов.

УВП пересекается зоной северо-западного (320°-330°) Парень-Таловского-Тиличикского поперечного межглыбового разлома от северо-западной границы Камчатского края до берега. С северо-запада на юго-восток разлом проходит: по грабену р. Парень; ограничивает Маметчинскую мульду с ЮЗ; ограничивает ЮЗ простирающие выходы на поверхность офиолитовых комплексов Пенжинской зоны; пересекает район озера Таловского; проходит вдоль юго-западного выхода Мигитунупской интрузии гранодиорит-порфиров УВП; по верховьям р. Ичигинываям; через г. Отыранвалям и по долине р. Отырынваям; выходит к селу Тилички; пересекает полуостров Говена в устье р. Тнахвнытваям; выходит в акваторию Олюторского залива, ограничивая с запада Олюторскую морскую впадину.

В принципе, глыбы вздымающихся полуостровов характеризуются в поперечном разрезе клиновидным сечением, а заливов, соответственно, трапецией, т.е. ограничивающие их разломы являются наклонными к середине полуостровов.

К юго-западу от Парень-Таловско-Тиличикского разлома расположена воздымающаяся глыба полуостровов Ильпыр, Ильпинский, Говена, к северо-востоку – опускающаяся глыба Олюторского залива. Это подтверждается впадинами фундаментов под долиной р. Вывенка, при этом впадина по кровле кристаллического фундамента по длине почти вдвое превышает вышележащую по кровле верхнего мела! Таким образом подтверждается предположение о трапецевидном сечении глыбы. Другим подтверждением схемы являются кислые продукты северо-восточной площади наиболее погруженной основы на территории УВП. Критери-

ем наличия зоны поперечного глубинного межглыбового разлома в УВП является Магитунупская интрузия гранодиорит-порфиров, рассматриваемая также и как признак континентальной коры. Совокупность таких данных позволяет связывать серебряное оруднение с глубинной тектоникой территории Уннэваямского вулканического поля на пересечении поперечного разлома с продольной зоной сочленения фундамента Центрально-Корякской тектонической зоны и Пусторецко-Парапольского прогиба с увеличенной мощностью кислого слоя коры.

В 90 км к северо-востоку от границы УВП известно Гайчаваамское (ГВП) поле олигоценых вулканитов велолныкской свиты, идентичных описанным выше. Поле имеет форму эллипса, ориентированного на северо-восток и имеющего размеры 67x15-25 км. Поле расположено в междуречье Энычаваям-Эссовеем, орографически – в хребтах и отрогах Корякского нагорья (горы Умэ-Тунуп, др.). С юго-востока поле обрамлено хребтами, с остальных сторон – низменностью Парапольского дола. Поле посередине пересекают долины рек Вилгип, Вилгивеем и Яньпинавеем. Орогидрафически поле является полным подобием Уннэваямского вулканического поля.

Гайчаваамское вулканическое поле на юго-востоке и крайнего северо-востока обрамлено узкой (2-5 км) полоской верхнемеловых терригенных образований фундамента, с остальных сторон аллювиальными и водно-ледниковыми четвертичными отложениями. Вулканиты представлены покровными и субвулканическими фациями среднего и кислого состава. В центральной части поля расположена Инвалопинопская интрузия гранодиорит-порфиров олигоцена.

Площадь ГВП характеризуется полем силы тяжести, резко отличным от такового сопредельных территорий. В целом, это ярко выраженная эллипсовидная аномалия отрицательного поля интенсивностью $-18 \div 20$ мГл с локальными эллипсовидными минимумами интенсивностью 20-30 мГл, размером 5-15 км. В целом ГВП описывается изоаномалой – 26 мГл.

ГВП делится в центральной части согласно полю силы тяжести на две площади. Границей между ними является градиентная зона шириной 2-3 км северо-восточного простирания, обрамляющая с запада Инвалопинопскую интрузию гранодиорит-порфиров, состоящую из нескольких апикальных тел. Восточная часть интрузии в поле силы тяжести намечена локальным минимумом. Градиентная зона в общих чертах отвечает фациальной границе вулканитов велолныкской свиты: к юго-западу от нее картируются исключительно покровы и субвулканические тела среднего состава (андезибазальты, андезиты). На крайнем юго-западе этой площади на крошечном выходе кислых вулканитов установлено одно проявление с соотношением золота к серебру 1:43. Другие проявления полезных ископаемых на юго-западной площади ГВП не обнаружены.

К востоку от градиентной зоны, на северо-восточной площади, распространены исключительно кислые вулканиты: покровы риолитов, риодациты, их кластолавы, игнимбриты, среди субвулканических тел – риолиты, риодациты. Согласно данным Н.Л.Евглевского (1987 г.) на ней выявлены 19 проявлений серебра с соотношением золото-серебро (грамм) 1:114-4022 в 72 рудных телах при содержаниях серебра 100-1120 г/т.

Гравитационное поле северо-восточной площади ГВП выражено двумя локальными минимумами и описывается изоаномалой -20 мГл при общем уровне 24-28 мГл. На юге и севере площадь ограничивается гравитационными ступеня-

ми, причем, на юге значительно более высокой, что подтверждает подъём кровли фундамента.

Сравнение геологических и геофизических характеристик Уннэйваямского и Гайчаваамского вулканических полей показывает их полную идентичность.

Тектоническое положение ГВП также обусловлено глыбово-клавишной структурой земной коры. Поле расположено в зоне северо-западного (320° - 325°) Омолон-Каменско-Олюторского поперечного межглыбового разлома. Его положение на севере намечается от долины среднего течения р. Омолон на юго-восток через долину р.Оклан; на юго-западном окончании выходов Удско-Мургальской дуги; через окно эоценовых отложений пальматкинской свиты в бассейне нижнего течения р.Белой, насыщенной интрузиями диорит-порфиритов олигоцена; по долине р.Ахакуюл (левого притока р. Гайчаваам); вдоль юго-западного края ГВП; через поле интрузий гранодиорит-диорит-порфиров олигоцена в терригенных образованиях корякской серии верхнего мела с проявлениями ртути в верховьях р.Найвалваям (месторождение Ясное, проявления Дружное, Южное, др.); вдоль обширного поля четвертичных базальтов бассейна р. Пахачи; через приустьевую часть долины р.Пахачи; вдоль западного побережья Олюторского полуострова.

Согласно схемы глыбово-клавишной структуры коры ГВП расположено в вздымающейся глыбе Олюторского полуострова. Рассматривая тектоническое положение ГВП, целесообразно обратить внимание на вероятность его продолжения на юго-запад до узла слияния низовьев рек Энычаваям, Найвалваям, Таловка. Здесь на прямом продолжении оси ГВП картируются вулканиты среднего состава велолныкской свиты Пенжинской структурно-формационной зоны – они разделены от ГВП зоной поперечного межглыбового Омолон-Каменско-Олюторского разлома.

В настоящее время степень изученности позволяет квалифицировать Уннэйваямское вулканическое поле как первый сереборудный район Корякского нагорья. Гайчаваамское и Пальматкинское поля обладают рядом идентичных признаков серебряной рудоносности и могут рассматриваться как потенциальные сереборудные районы.

3.VI.4.

Г.П. Яроцкий.

Геолого-геофизические закономерности размещения оруденения в Ильпинском рудном районе на юго-западе Корякского нагорья.

Установление закономерностей размещения оруденения в Ильпинском рудном районе (ранее – Северо-Камчатском сероносном – СКСР) основывается на авторских представлениях об определяющей роли разрывной (блоковой) тектоники в распределении региональных минерагенических факторов. Такая постановка вопроса для района, расположенного в зоне перехода от континента к океану в Тихоокеанском подвижном поясе, является правомерной и необходимой. При этом предполагается, что релаксация геодинамических напряжений привела к возникновению в районе системы дислокаций, обусловивших формирование структурно-вещественных комплексов верхнего структурного яруса, в котором размещены массивы рудоносных вторичных кварцитов и оруденение. Район, несмотря на изменения названия, по содержанию полезных ископаемых является сероносным по ведущей минерагенической компоненте.

Ильпинский район на «Карте полезных ископаемых Камчатской области» (1999) квалифицируется как территория развития миоценовых рудоносных образований формации вторичных кварцитов с самородной серой, золотом, серебром, медью, ртутью, свинцом и др. Кварциты рассматриваются также и как новый эпиптермальный тип золота с невысоким (до 10 г/т) содержанием и крупными рудными массами.

Вместе с тем, вторичные кварциты, их минералы и руды отражают их как объект поисков и индикаторов тектоники.

Методика интерпретации региональных геофизических данных

Методика исследования заключается в статистическом анализе наблюдаемых и трансформированных региональных гравитационных (Δg) и магнитных (ΔT)_a полей съёмок масштаба 1:200000, и сопоставлении полученных результатов с имеющимися геологическими данными. С целью получения представлений о дислокациях и объектах разных размеров и простираний и их классификации (*Справочник геофизика, 1960-69*) проведено разделение гравитационных полей по способу осреднения с получением карт осреднённых и разностных трансформант. Исходя из вероятных размеров дислокаций, играющих роль региональных минерогенических факторов, применены радиусы осреднения 6, 10, 16, 22, 26 и 32 км.

Сравнение карт показало, что трансформанты, полученные с радиусами 22, 26 и 32 км отличаются незначительно, поэтому в качестве основных использованы карты с радиусами осреднения 6, 10, 16 и 22 км. Применённая программа трансформации (*Белякова, 1971*) позволила одновременно получить для трёх радиусов: карты осреднённого поля; разностные аномалии между наблюдаемыми и осреднёнными полями с первым, вторым и третьим радиусами; разностные аномалии между осреднёнными полями с первым и вторым, с первым и третьим радиусами. Для выявления разных объектов оказывались информативными как карты осреднения, так разностных полей.

При анализе наблюдаемых полей анализировались их морфология и интенсивность. С целью выявления закономерностей в строении полей выявлялись логические и метрические признаки. Среди них: ступени поля; резкое ограничение аномалий; торцовое сочленение различно ориентированных аномалий; рассечение аномалий одного простирания аномалиями другого простирания; линейно вытянутые цепочки чередующихся минимумов и максимумов; смещение линейно вытянутых аномалий в плане; цепочки узких линейных аномалий, вытягивающиеся вдоль прямой линии; перерывы и резкие изменения в амплитуде ступеней и линейных аномалий; повторяемость аномалий, числовые закономерности и др. Особое внимание уделялось признакам, которые характерны для поперечных и оперяющих разрывов (*Кунин, 1972*).

Выявленные признаки группировались и сопоставлялись с имеющимися геологическими данными. Это позволило конкретизировать геологическую природу признаков, а их закономерное распределение – распространить полученную геологическую информацию на остальную территорию и получить новые геологические результаты.

Общая геологическая характеристика и конкретизация тектонической позиции района

Серные месторождения Тихоокеанского сероносного пояса приурочены к внутренним вулканическим дугам Тихоокеанского андезитового пояса. Подавляющее большинство месторождений Японии, Курил и Камчатки, Корякии связаны со сравнительно кислыми андезитами и их пирокластами, образованными на поздних стадиях развития дуг. В пределах дуг месторождения концентрируются преимущественно на площадях выходов позднемиоцен-древнечетвертичных вулканитов, образуя сероносные районы (*Власов, 1971; Ёркин, Никольский, 1968*).

С этих позиций Ильпинский (бывший Северо-Камчатский) район определяется (*Власов, 1971*) как территория развития эффузивно-пирокластических образований среднего состава, распространённых вдоль Камчатского перешейка и далее на северо-восток на протяжении 250 км от р. Караги – на юго-западе, до р. Ветроваям – на северо-востоке. Рассмотрим, как на указанной территории размещены важнейшие региональные факторы, обусловившие формирование района, рудных узлов и месторождений, и конкретизируем границы района.

Этими факторами являются: ареал эффузивно-пирокластических образований вмещающего комплекса (в дальнейшем – эффузивный (*Геологический словарь, 1973*) комплекс); ареал экструзивно-интрузивного комплекса (в дальнейшем – интрузивный (*Геологический словарь, 1973*) комплекс); массивы рудоносных вторичных кварцитов; система разрывных нарушений. Перечисленные факторы известны в литературе под названием «минерагенических» (металлогенических) или «рудоконтролирующих» (*Геологический словарь, 1973; Фаворская, Томсон и др., 1969*). В дальнейшем будет применяться первый термин. Добавим, что упомянутые факторы, отражая распределение оруденения, одновременно характеризуют тектоническую структуру района как вулканоген.

1. Комплекс эффузивных образований в районе представлен субаэральной корфовской свитой (верхний миоцен-плиоцен). На «*Карте полезных ископаемых...*» (1999) это миоценовый вулканический комплекс покровных и субвулканических фаций.

Он является единственной рудовмещающей фацией района. Представлен двумя подсвитами, из которых нижняя подверглась гидротермальным изменениям, выраженным в превращении исходных пород во вторичные кварциты. Сложена туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, лахаровыми и туфогенно-осадочными фациями андезитового состава с прослоями бурых углей с подчинённым распространением андезитов. В геофизике она рассматривается в качестве структурно-вещественного комплекса (*Никитин, Хмелевской, 2004*). Верхняя часть комплекса сложена преимущественно андезитами, с резко подчинённым количеством пирокластов. Процессы изменения в ней очень редки.

Пострудные вулканогенные образования смешанного состава совершенно не затронуты процессами изменения (*Геологическая карта... , 1976*). Они перекрывают отложения комплекса на ограниченных участках района и представлены покровами андезитов, андези-базальтов, базальтов общей мощностью 300-400 м.

Ареал пород миоценового вулканического комплекса района по данным геологической съёмки масштаба 1:200 000 отличен от приведённого в (*Ёркин, Никольский, 1968*). Согласно материалам А.И. Поздеева и В.К. Рожковой (1975) к северу от рассматриваемой территории района, он протягивается к северо-востоку от р. Ветроваям ещё на 20 км – до р. Отыранваям. С противоположной

стороны, на юго-западе, в Вироваямском узле на севере Камчатского перешейка образования, отнесенные В.И. Голяковым (1963 г.) к ранее выделенной корфской свите, Н.Т. Демидовым (1968 г.) отнесены к березовской свите (нижний-средний миоцен), в современной шкале – миоцен-плиоцену. Основанием этому является значительно более кислый состав последней (*Геологическая карта Камчатской области, 1976*) и субаквальная обстановка образования.

Таким образом, полоса распределения рудовмещающей свиты – миоценового вулканического комплекса, по простирацию района сокращается примерно до 150 км. Такого мнения придерживается также Т.В. Тарасенко и И.Н. Титов (*Тарасенко, Титов, 1969*). Именно эта территория отражена в «*Карте полезных ископаемых...*» (1999).

2. На всей территории Ильпинского района его ширина в среднем 40 км, исключая Вироваямский узел (проявления Белый Яр, Красногорское) и площадь к югу от него (см. рис. 90). В зоне Вывенского глубинного разлома распространены интрузивные и субвулканические образования среднего состава: диоритовые, андезитовые и реже андезито-дацитовые. В Вироваямском узле Г.П. Поляков (1967 г.) установил иной – кислый, состав комплекса: гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, дациты и редко – андезито-дациты.

Таким образом, площадное распространение односоставного интрузивного и субвулканического комплекса совпадает с ареалом рудовмещающего вулканического комплекса. Добавим, что к северо-востоку от р. Отыранваям, за его восточной границей, установлен уже ультраосновной (дуниты, оливиниты), а к юго-западу от р. Валоваям (расположенный южнее Вироваямского узла) – преимущественно кислый (гранитоиды) интрузивные комплексы (*Геологическая карта...*, 1976; *Карта полезных ископаемых...*, 1999). Граница между ними резкая.

3. Простираение разрывных нарушений разного ранга в районе по данным В.И. Голякова, В.В. Ковалёва и др. равно 10, 30, 50, 60, 320-330⁰. Для Вироваямского узла Г.П. Поляковым установлена иная система: 20, 60, 70, 300 и 340⁰. По материалам наземных геофизических съёмок на проявлениях Сеэрваямского, Малетойваямского (*Яроцкий, 1967-69 гг.*) и Ветроваямского (*Шмелёв, 1967 г.*) узлов простираение осевых линий аномалий магнитного поля равно 30 и 330⁰, в Вироваямском – 20 и 300-310⁰ (*Корякин, 1967 г.*).

4. Простираение региональных аномальных полос гравитационных и магнитных максимумов, фиксирующих Вывенский глубинный разлом, на вышеуказанной территории различно. К югу от р. Анапки – 40⁰, к северо-востоку от р. Отыранваям – около 70⁰, в их междуречье выдержено около 60⁰.

Изложенные данные дают основание считать, что выделенная ранее территория района (*Власов, 1971*) не может рассматриваться как единая, или, по крайней мере, как однородная тектоническая структура, развивавшаяся по единому плану. Лишь на протяжении около 150 км вдоль Вывенского разлома – от р. Анапки до р. Отыранваям – рассмотренные основные стратиграфические и тектонические и геофизические характеристики района являются одинаковыми, общими и постоянными. Именно на этой территории развита та тектоно-магматическая структура, которая предопределила зарождение и формирование рудного района.

Ширина района ограничена на северо-западе и юго-востоке границами распространения рудовмещающего вулканического комплекса миоцена и равна в среднем 40 км. Таким образом, его максимальная площадь и возможного распространения оруденения составляет около 6000 кв. км.

Анализ гравитационных и магнитных полей Корьякско-Камчатского региона позволил установить (Яроцкий, 1974; 1976; 1976а), что рассмотренные геологические особенности строения района определяются ограничением его территории по простиранию двумя северо-западными глубинными разломами: Ребро (Чемурнаут) – Анапкинским на юго-западе и Парень-Таловско-Тиличикском – на северо-востоке (рис. 90). Разломы являются поперечными по отношению к региональным структурам Камчатского простирания и получили наименование алеутских (Яроцкий, 1974). Они принадлежат к системе аналогичных разломов, выделенных на территории всего региона (Дмитриев, Декин, Яроцкий, 1973; Тарасенко, Дмитриев и др., 1973; Тарасенко, Дмитриев, Лопатин, Яроцкий, 1974; Яроцкий, 1980; 2001).

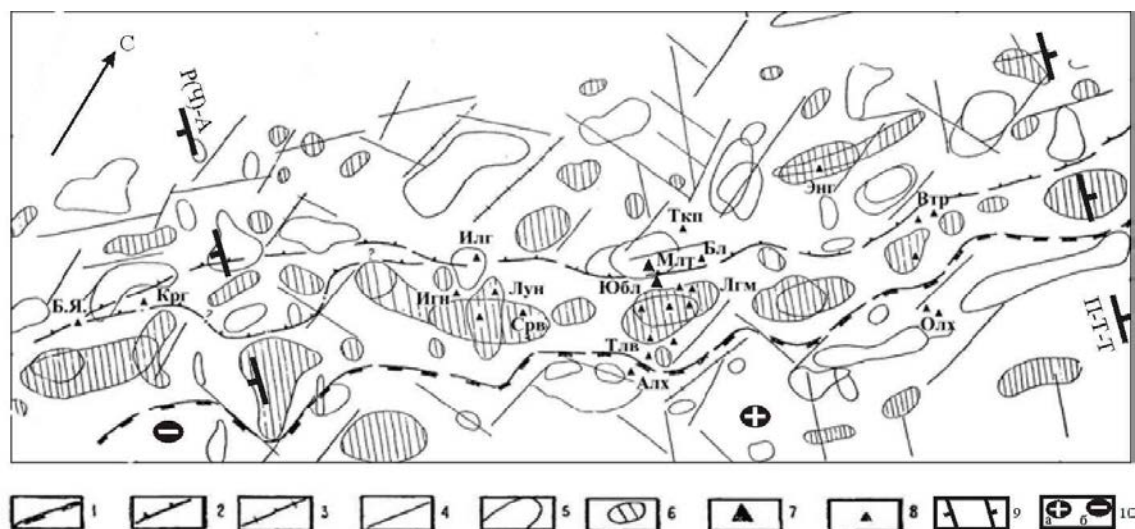


Рис. 90. Схема интерпретации наблюдаемого и трансформированного гравитационного поля Ильпинского рудного района.

1 – гравитационные ступени высокой интенсивности и большой протяженности; 2 – гравитационные ступени средней интенсивности и большой протяженности; 3 – гравитационные ступени средней интенсивности, малой протяженности – обычно на границах локальных аномалий; 4 – линии, отражающие простирание изаномал осредненного поля, иногда ступени; 5 – остаточные и разностные минимумы (по картам трансформант с радиусами осреднения 6, 10, 16 км); 6 – остаточные и разностные максимумы (по картам трансформант с радиусами осреднения 6, 10, 16 км). Рудные объекты в породах формации вторичных кварцитов: 7 – месторождения; 8 – серопроявления.

Б.Я. – Белый Яр; Крг – Красногорское; Илг – Ильгилькиваямское; Срв – Сээрваямское; Игн – Игунаваямское; Лун – Луноваямское; Тлв – Тюлюльваямское; Алх – Мя-Альховаямское; Лгм – Лигинмваямское; Юбл – Юбилейное; Млт – Малетойваямское; Бл – Белое; Ткп – Такайпинское; Энг – Энынгваямское; Олх – Ольховое; Втр – Ветроваяямское.

Дополнения: 9 – поперечные межглыбовые разломы: Р(Ч)-А – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский; 10 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Конкретизировав территорию района, перейдем к рассмотрению размещения региональных минерагенических факторов и их роли в формировании района.

Системы тектонических разрывов – факторов формирования тектонической структуры района

Согласно геологическим и геофизическим данным в районе существует система разрывных нарушений разного ранга и направлений.

Вывенский глубинный разлом – главная магмаконтролирующая структура. Геофизическая характеристика разлома с различной степенью детальности рассматривалась Л.А. Майковым, А.Н. Портновым, Е.М. Семёновым, а его роль в геологическом развитии региона – Т.В. Тарасенко, Б.В. Лопатиным.

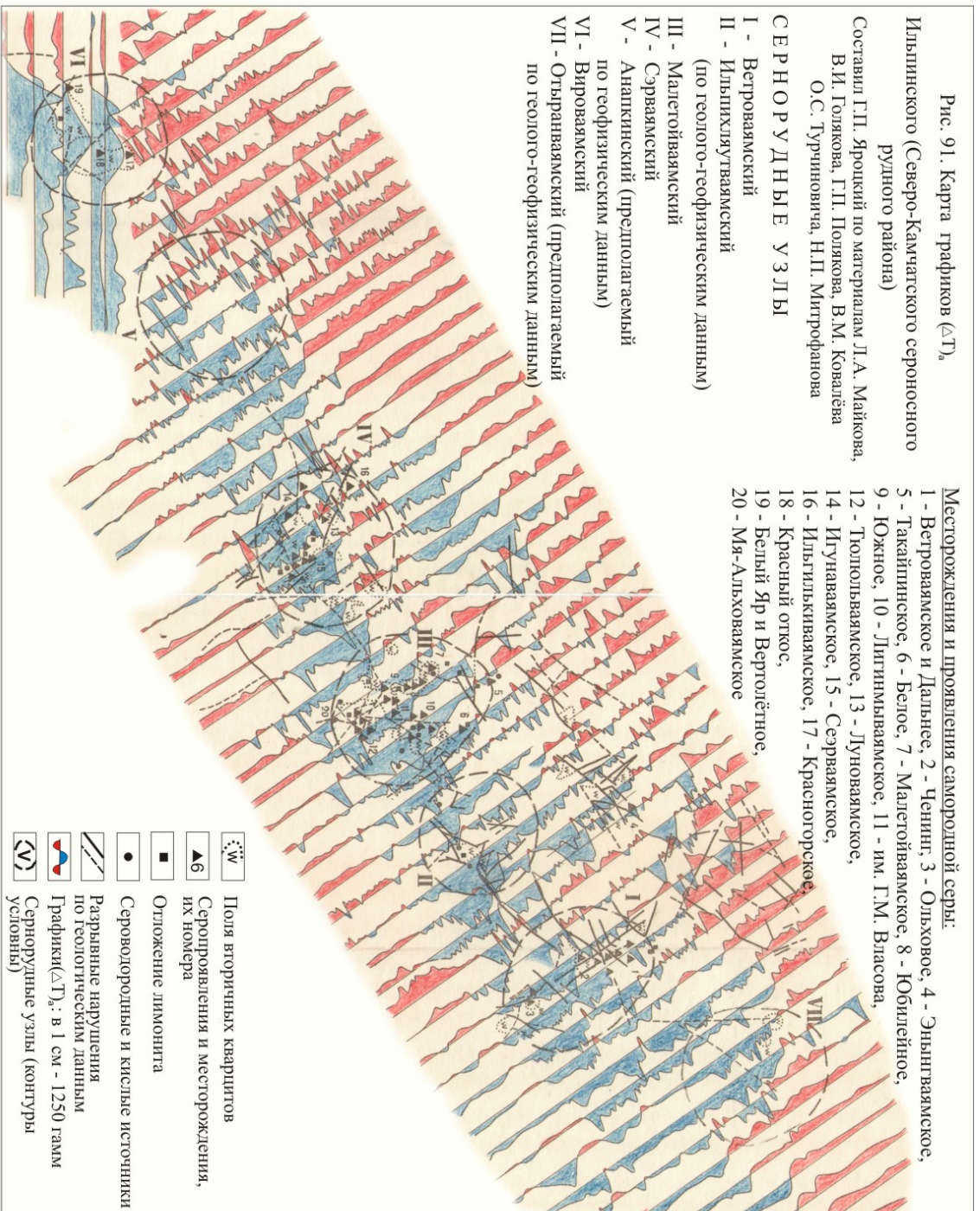
В гравитационном поле Вывенский разлом отчётливо выражен зоной локальных эллипсоидных положительных аномалий, ограниченной с ЮВ и СЗ гравитационными ступенями высокой и средней интенсивности соответственно. Генеральное простирание зоны – около 60° , ширина 12-20 км (на крайнем юго-западе, в нижнем течении р. Анапки – до 30 км). Северо-западное и юго-восточное обрамление зоны в полосе шириной 5-20 км по обе стороны выражено также положительным полем, но значительно меньшей интенсивности (рис. 90).

Зона интенсивно положительного гравитационного наблюдаемого поля сложена отдельными линейно-блоковыми аномалиями, образованные разрывами, локализирующими эллипсоидные аномалии прямолинейного северо-восточного направления изоаномал. Границы аномалий устанавливаются по характерному изгибу изолиний наблюдаемого поля в зоне разлома, и, в основном, за её пределами. Аномалии состоят из ярких единичных гравитационных эллипсоидных максимумов размером по большей оси до $10 \div 30$ км, четкообразно вытянутых вдоль зоны.

Ещё более отчётливо проявлена зона разлома на картах остаточных аномалий, в виде полосы локальных максимумов шириной 12-20 км, которая с северо-запада и юго-востока обрамлена полосами локальных минимумов, что говорит об относительно неглубоком залегании нижних кромок интрузивных тел. Протяжённость зоны около 150 км. Характерно, что размеры аномалий в зоне разлома почти не меняются при увеличении радиуса осреднения от 6 до 16 км, градиенты поля между остаточными аномалиями разного знака, как правило, значительны. Это говорит о субвертикальной форме залегания объектов.

В магнитном поле Вывенский разлом отражён северо-восточной зоной интенсивных положительных аномалий, ограниченной ступенями поля (рис. 91, 92). Она в плане принципиально совпадает с зоной максимумов гравитационного поля (рис. 90). Зона также распадается на ряд линейно-блоковых ромбовидных аномалий, которые совпадают с таковыми в гравитационном поле. Поле в аномалиях-блоках сравнительно однородно, интенсивно положительно, с отдельными локальными максимумами. Ширина зоны максимумов 10-25 км, генеральное простирание – 60° , на северо-востоке она ограничивается отрицательным полем, на юго-западе – разрывом интенсивно положительного поля градиентным и слабоположительным полем. Протяжённость зоны составляет около 150 км.

Вывенский разлом является главной магмаконтролирующей структурой района. В его зоне происходило формирование крупных интрузий и малых субвулканических тел среднего и кислого состава. Он рассматривается как северо-восточная ветвь Камчатско-Вывенского пояса глубинных разломов. Вывенский разлом играет роль шовной зоны, разграничивающей две крупные складчатые структуры юго-запада Корякского нагорья (Тарасенко, Титов, 1969; Апрельков и др., 1997).



К северо-западу и юго-востоку от центра каждой линейно-блоковой аномалии фиксируются полосы чередующихся локальных минимумов и максимумов гравитационного поля, не наблюдаемых на остальной части зоны (рис. 90). Ширина полос остаточных аномалий 3-10 км, их простирание около $325-330^0$, т.е. ортогонально зоне глубинного разлома. К некоторым полосам приурочены отдельные знакопеременные высокоградиентные аномалии магнитного поля интенсивностью $-200 \div +500$ мЭ (рис. 92). Напомним, что наземными магнитными съёмками в Ветроваяемском, Малетойваяемском и Сеэрваяемском узлах установлено широкое развитие линейных протяжённых и коротких магнитных минимумов, реже максимумов северо-западного простирания 330^0 (Яроцкий, 1969). На площади Вироваемского узла простирание подобных аномалий составляет $300-310^0$ (Ю.Л. Корякин, 1967 г.).

Таким образом, устанавливаются логические и метрические закономерности размещения максимумов в зоне Вывенского разлома только на протяжении 150 км, и приуроченных к ним перпендикулярных полос чередующихся локальных остаточных гравитационных аномалий – минимумом и максимумом. Метрические закономерности выражены принципом постоянства расстояний между полосами – в среднем 25 км, и выдержанности направлений – 330^0 . Эти цифры отражают симметрию подобия размещения рудоконтролирующих структур.

Сопоставление закономерностей физических полей и их характерных признаков с геологическими и структурно-геоморфологическими данными позволяет идентифицировать полосы чередующихся локальных аномалий с разрывами, поперечными Вывенскому разлому. Параллельность разрывов Ребро-Анапкинскому и Парень-Таловско-Тиличикскому алеутским глубинным поперечным разломам, ограничивающим район по простиранию, послужила основанием именовать их субалеутскими (Яроцкий, 1974; 1976). Согласно данным В.И. Голякова (1980) на территории района они имеют характер сбросов и зон дроблений. Длина их достигает 66 км, ширина – 1-8 км, амплитуды смещений – 100-400 м.

Разрывы ограничивают систему блоковых структур, заключённых между парами таких разломов. Таким образом, разрывы являются не узкими зонами, а широкими структурными полосами северо-западного простирания.

В пределах района по геофизическим данным выделены субалеутские разрывы (с северо-востока на юго-запад): Отыранваяемский, Ветроваяемский, Ипихляутваяемский, Малетойваяемский, Сеэрваяемский, Анапкинский. На юго-западе, в Вироваемском узле, уже за пределами СКСР, выделяется Белоярский разрыв.

Ветроваяемский и Малетойваяемский разрывы, как серию параллельных трещин, выделил по геологическим данным Г.М. Власов (Власов, 1971). В 1970 г. В.М. Ёркин, В.Д. Дмитриев, В.М. Никольский выделили по геологическим и структурно-геоморфологическим данным Сеэрваяемский и Игунаваяемский разрывы, которые согласно нашим геофизическим данным являются зоной единого Сеэрваяемского разрыва. Остальные разрывы установлены тоже по геолого-геофизическим данным. Упомянутые авторы наделяют выделенные ими разрывы функцией рудоконтролирующих. Мы придерживаемся другой точки зрения и покажем и роль субалеутских разрывов и заключённых между ними структур на примере хорошо изученного Малетойваяемского узла (рис. 93, 94).

На крайнем юго-востоке в зоне этого разрыва на юго-востоке шовной зоны расположено Тюлюльваяемское проявление. Здесь установлено распространение интенсивно трещиноватых и пористых кварцитов с убогой серной минерализаци-

ей. В них – повышенные содержания золота, серебра, свинца, кобальта. К северо-западу от Тюлюльваямского проявления на водоразделе в центральной части зоны находится Южное проявление, где развиты интенсивно трещиноватые и пористые высокотемпературные диаспоровые кварциты с анатазом, андалузитом, сульфидами железа, баритом. Серная минерализация убогая, рассеянная. В кварцитах установлены повышенные концентрации золота, свинца, серебра. Проявление расположено в центральной части Вывенской шовной зоны.

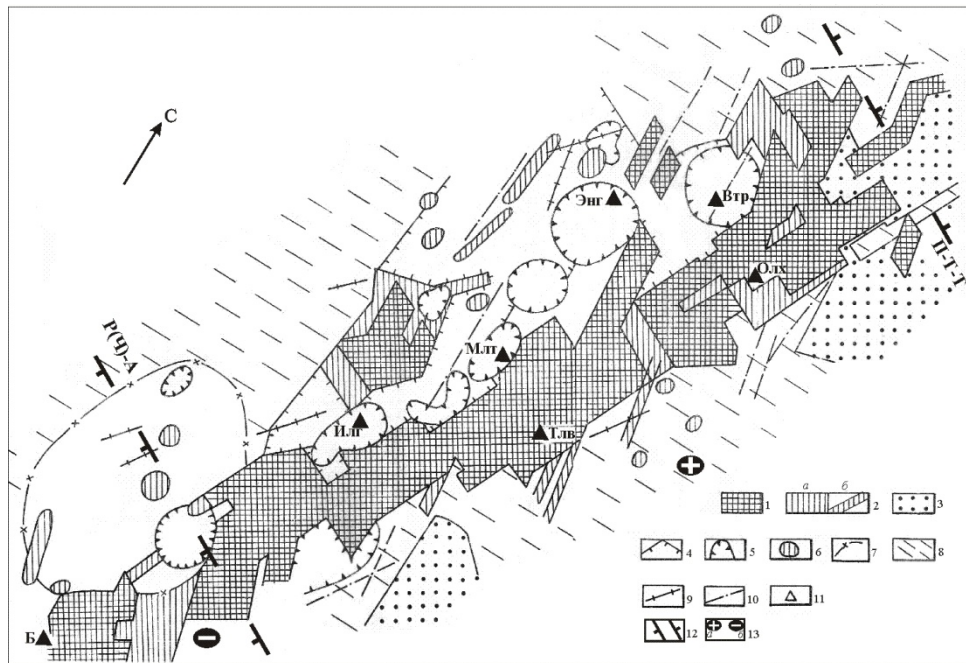


Рис. 92. Схема районирования магнитного поля Ильпинского (ранее Северо-Камчатского сероносного) района.

1 – площади положительного градиентного поля интенсивностью 500 – 1000 гамм с локальными максимумами интенсивностью 1500 – 2000 гамм; 2 – площади положительного малоградиентного поля интенсивностью 100 – 500 гамм –а, то же, на участках линейных аномалий-б; 3 – площади положительного безградиентного поля интенсивностью 200-300 гамм; 4 – границы площадей знакопеременного преимущественно отрицательного градиентного поля интенсивностью от -150 ÷ -400 гамм до +200 гамм; 5 – отдельные аномалии знакопеременного преимущественно положительного высокоградиентного поля интенсивностью -200 ÷ +500 гамм; 6 – локальные изометричные положительные аномалии интенсивностью 400 – 1000 гамм; 7 – площадь высокоградиентного поля интенсивностью -500 ÷ -1000 гамм; 8 – площади отрицательного безградиентного поля интенсивностью -200 ÷ -500 гамм; 9 – осевые линии отдельных линейных минимумов; 10 – осевые линии отдельных линейных максимумов; 11 – серопроявления и месторождения: Б. – Белый Яр; Илг – Илькильквиваямское; Млт – Малетойваямское; Тлв – Тюлюльваямское; Энг – Энынгваямское; Втр – Ветрова-ямское; Олх – Ольховое.

Дополнения: 12 – поперечные межглыбовые разломы: Р (Ч)-А – Ребро (Чемурнаут)- Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Гиличичский; 13 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Севернее от Южного проявления, в зоне разрыва, расположено Юбилейное месторождение (или участок Малетойваямского месторождения) (?). Здесь развиты среднетемпературные серицитовые с андалузитом и алунитовые кварциты, интенсивно сульфидизированные, появляются серные кварциты. Сера образует залежи с промышленными содержаниями. В скважине 2ю (1968 г.) в нескольких интервалах установлены барит, халькозин, ковеллин, диагениит, золото.

Последним в рассматриваемом ряду, примерно в 6,3 км от края шовной зоны, стоит Центральный участок Малетойваямского месторождения. Здесь развиты средне-низкотемпературные алунитовые кварциты, серные кварциты, монокварциты, опалиты с малым содержанием сульфидов железа, а также гипсом, баритом. Сера образует залежи с промышленными концентрациями и среднем содержанием серы около 25% – выше, чем на Юбилейном месторождении. В кварцитах нижних горизонтов установлены повышенные содержания меди, золота, ртути, мышьяка. Участок расположен на северо-западном краю Вывенской шовной зоны.

К северо-востоку от Центрального участка геолого-геофизическими работами в зоне разрыва выявлены низкотемпературные глинистые с убогой серной минерализацией вторичные кварциты на поверхности и на глубине (Белков, Яроцкий, 1971 г.) на участке Такайпинском.

Эти факты иллюстрируют смену высокотемпературных и среднетемпературных рудоносных кварцитов и рудных ассоциаций низкотемпературными в направлении от Вывенской шовной зоны к северо-западу. Смена прослежена в полосе Малетойваямского разрыва на протяжении около 15 км. Аналогичное распространение кварцитов и рудных элементов установлено также в зоне Сеэрьямского разрыва (Митрофанов и др., 1967 г.).

Рассмотренная закономерность размещения рудовмещающих и рудоносных пород и химических элементов известна в литературе как минеральная миграционная зональность. Она является индикатором т.н. рудоконцентрирующей структуры. Одна из особенностей таких структур – проявление в виде широких зон дроблений, принадлежащих к диагональной системе разрывов (Фаворская, Томсон и др., 1969; Томсон, Фаворская, 1973).

Таким образом, устанавливается роль структур субалеутских разрывов – роль рудоконцентрирующих структур района, рассматриваемых в геофизике в качестве локализирующих рудоконцентрирующих структурно-вещественных комплексов. Их роль определена впервые нами.

Субкамчатские северо-восточные секущие разрывы – рудоконтролирующие структуры. В местах расчленения полей Вывенского разлома на линейно-блоковые аномалии заложена система разрывов, впервые в районе выделяемая по геофизическим данным (Яроцкий, 1973 г.).

На рис. 90 и 91 видно, что к северо-востоку и юго-западу от зоны интенсивных положительных магнитных аномалий Вывенского разлома в ряде мест фиксируются отдельные локальные положительные магнитные линейные аномалии – в виде узких изолированных полос, одиночных максимумов, либо узких линейных ответвлений северо-северо-восточного (30°) направления. Ещё более отчетливо эти аномалии устанавливаются по карте изодинам. Разнообразные варианты корреляции наблюденного магнитного поля и карт трансформант по отдельным профилям показали, что подобные характеристики поля закономерно концентрируются в полосах северо-северо-восточного направления. В ряде мест они подтверждаются слабыми ступенями наблюденного и трансформированного гравитационного поля.

В большинстве своём магнитное поле в полосах характеризуется значением 300-500 гамм, иногда (на крайнем северо-востоке) 700-1000 гамм, что в целом близко по интенсивности полю в зоне Вывенского разлома. В отдельных местах полосы прерываются отрицательными аномалиями различной интенсивности, в

результате чего создаётся цепь чередующихся знакопеременных аномалий (рис. 90 и 91).

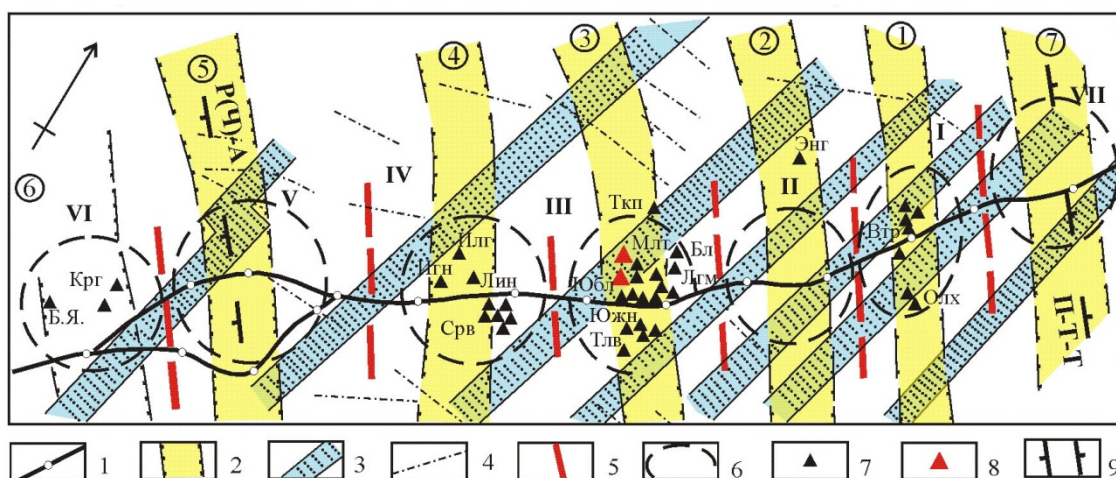


Рис. 93. Схема результатов геологической интерпретации магнитного и гравитационного полей и прогноза рудных узлов Ильпинского района.

1 – осевая линия Вывенской шовной зоны северо-восточного простирания – главной магмоконтролирующей структуры района; 2 – зоны поперечных субалеутских разрывов северо-западного простирания – рудоконцентрирующих структур района: 1 – Ветроваяемской; 2 – Ипихляутваяемской; 3 – Малетойваяемской; 4 – Сеэраваяемской; 5 – Анапкинской; 6 – Белоаяемской; 7 – Отыранваяемской; 3 – зоны секций субкачатских разрывов северо-восточного простирания – рудоконтролирующие структуры района; 4 – отдельные нарушения субширотного простирания; 5 – границы линейно-блоковых аномалий шовной зоны; 6 – сернорудные узлы района (контуры условны): известные: I – Ветроваяемский, III – Малетойваяемский, IV – Сеэраваяемский, VI – Вироваяемский (к Ильпинскому району не принадлежит); прогнозируемые: II – Ипихляутваяемский, V – Анапкинский; VI – Белоаяемский (за пределами района); VII – Отыранваяемский; 8 – серопроявления (наименования см. рис. 90); 9 – месторождения (наименования см. рис. 90).

Дополнение: 9 – поперечные межглыбовые разломы: Р(Ч)-А – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский.

Простирание полос – 30° (для Вироваяемского узла около $20-25^{\circ}$), ширина – 5-10 км. В регионе длина их к юго-западу от осевой линии Вывенского разлома равна 15-30 км, к северо-востоку – 50-80 км. С глубинным разломом полосы образуют углы от 20° (на северо-востоке) до 40° (на юго-западе), с субалеутскими разрывами – 60° . По данным наземных магнитных съёмок на участках Малетойваяемского, Сеэраваяемского и Ветроваяемского узлов установлено широкое развитие линейных максимумов и минимумов той же северо-восточного простирания – 30° (Яроцкий, 1969).

Характерные признаки физических полей и их сопоставление с геологическими данными свидетельствует о связи выделенных полос с тектоническими дислокациями, в т.ч. с разрывами. В ряде мест полосы контролируются отдельными нарушениями или группой сближенных субпараллельных коротких нарушений того же простирания. Согласно данным В.И. Голякова и др. (1967) они классифицируются как зоны сланцеватости, смятия и надвиговых чешуй, что принципиально отличает их от северо-западных сбросов и зон дробления. Особенностью зон является и развитие в ряде мест мелких экструзивно-интрузивных тел. Протяжённость нарушений от 14 до 60 км, амплитуды горизонтальных перемещений достигают 700 м, простирание – северо-северо-восточное (около $30^{\circ}-40^{\circ}$).

Эти данные с уверенностью позволили идентифицировать выделенные геофизические полосы с зонами разрывов, а наличие отдельных проявлений интрузивного магматизма, экструзий и интенсивность магнитного поля – связывать с ними магмоконтролирующую функцию. Учитывая их простирание, согласное структурам Камчатки, назовём их субкамчатскими (*Яроцкий, 1971 г.*). На территории района выделено семь субкамчатских разрывов, один из которых простирается и на площади Вироваямского узла на крайнем западе района.

Рассмотрим роль субкамчатских разрывов в размещении серного оруденения на примере Такайпинского, Энынгваямского, Ветроваямского и Малетойваямского участков (*рис. 92, 93*). Типичная схема формирования массивов вторичных кварцитов с минерально-миграционной зональностью приведена на *рис. 94*.

Такайпинское проявление расположено на северной периферии Малетойваямского субкамчатского разрыва, в 8 км к северо-востоку от Центрального участка Малетойваямского месторождения. Проявление удалено от оси Вывенского разлома на 15 км. Скважинами здесь вскрыта толща низкотемпературных существенно глинистых кварцитов, интенсивно сульфидизированных и безсерных. Энынгваямское проявление, размещённое в Ипихляутваямской рудоконцентрирующей структуре (2), расположено между вторым и третьим субкамчатскими разрывами. Удаление от оси Вывенского разлома составляет около 20 км. Средне- и низкотемпературные кварциты содержат убогую серную минерализацию. Ветроваямское месторождение размещено в 2 км от оси Вывенского разлома в Ветроваямской рудоконцентрирующей структуре (1), практически вне субкамчатского разрыва. По масштабам оруденения – это проявление, содержащее переплавленные бессульфидные серные руды импрегнационного генезиса (*Власов, 1971*).

Малетойваямское и Юбилейное месторождения в отличие от рассматриваемых других участков размещены в месте пересечения Малетойваямской рудоконцентрирующей северо-западной структуры (3) третьим с юго-запада субкамчатским разрывом. Расстояние от осевой части Вывенского разлома составляет 6-9 км. По масштабам серное оруденение в средне- и низкотемпературных кварцитах относится к крупным месторождениям района.

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют об отсутствии в субкамчатских разрывах той миграционной минеральной зональности, которая свойственна рудоконцентрирующим субалеутским разрывам. Кроме того, на рассмотренном примере Малетойваямской рудоконтролирующей структуры (3) видно, как распространение в ней кварцитов к северо-западу от месторождения ограничено субкамчатским разрывом. Характерно, что Малетойваямское месторождение самородной серы в Малетойваямском узле и серно-сульфидное с эпитеpmальным золотом Юбилейное месторождения расположены в месте пересечения субалеутского и субкамчатского разрывов. Добавим, что места пересечения во многих случаях отмечаются в магнитном поле характерными аномалиями (3 – *рис. 93*).

Разрывы, подобные субкамчатским, описаны в литературе под названием «рудоконтролирующих структур». Отличительной их особенностью является то, что в месте пересечения их с *рудоконцентрирующими* структурами располагаются, как правило, наиболее крупные месторождения (*Фаворская, Томсон и др., 1969; Томсон, Фаворская, 1973*).

Прочие разрывы. Кроме описанных систем тектонических нарушений в районе выделены разрывы других, видимо, второстепенных направлений. Это субвывенские, оперяющие Вывенский разлом (угол 10-20⁰), субмеридиальные и субши-

ротные. Устанавливается, что по последним зачастую происходит смещение направлений других направлений. Перечисленные разрывы характеризуются фрагментарностью проявления в геофизических полях и по геологическим наблюдениям.

Ареал вулканического миоценового комплекса покровных и субвулканических фаций структурно-вещественных комплексов геотектонической структуры района, как вулканогена

Ареал покровных фаций комплекса на юго-западе и северо-востоке района локализован, как упоминалось, между двумя поперечными глубинными алеутскими разломами. На северо-западе и юго-востоке его границы обусловлены протяжённостью субкамчатских разрывов. Это отразилось на площадном распространении комплекса по отношению к Вывенскому разлому: около 3/5 ареала расположено к северу от его осевой линии и приурочено к висячему крылу разлома.

В магнитном поле образования комплекса, будучи магнитными, выражены преимущественно положительными значениями, и лишь в тех случаях, когда они превращены в изменённые породы – локальными понижениями поля. В гравитационном поле образования отражаются остаточными аномалиями в тех случаях, когда участвуют в строении блоковых или пликативных структур. На существование таких структур к северу от Вывенского разлома указывали В.Д. Дмитриев (1970 г.), А.Н. Портнов (1969-1970 гг.)

Ряд новейших локальных поднятий и опусканий на территории совпадает с положением гравитационных максимумов и минимумов, соответственно. Согласно геологическим данным к локальным поднятиям приурочены известные выходы изменённых пород и проявлений серы района. Глубина заложения локальных структур, очевидно, значительна. Об этом свидетельствует то, что, остаточные аномалии получены при радиусах осреднения 6, 10 км, а иногда 16 и 22 км. Их размеры до 5 – 15 км, иногда более. Серия локальных чередующихся поднятий и опусканий фиксирует положение Малетойваямского субалеутского разрыва (3), отдельные структуры отмечаются в Сеэраваямском (4), Ипихляутваямском (2) и Ветроваямском (1) разрывах. Добавим, что некоторые структуры имеют в верхних этажах и тектоническое ограничение, что превращает их в блоки.

К юго-западу от Сеэраваямского (4) разрыва, в бассейне р. Анапки, образования комплекса широко перекрыты в ряде мест покровами пострудных вулканитов. В зоне Анапкинского узла они занимают обширную площадь, создавая своеобразную аномалию магнитного поля (7 – на рис. 93). Образования на остальной площади района распространены небольшими участками. В гравитационном поле они не проявляются.

Интрузивные породы. В зоне максимумов Δg , заключённой между гравитационными ступенями, также распространены покровные образования комплекса. Однако природа остаточных максимумов здесь связана с геологическими причинами иного рода. По мнению А.Н. Портнова (1969-70 гг.) локальные максимумы наблюдаемого гравитационного поля в зоне разлома обусловлены присутствием под покровом эффузивов кайнозойского возраста высокоплотных субинтрузий среднего состава, залегающих на небольшой глубине, а также и блоковыми поднятиями верхнемелового фундамента в зоне Вывенского разлома, обрамлённого менее плотными породами прилегающих структур. (Плотность пород интрузий

диоритового состава на 0,1-0,5 г/см³ выше средней плотности осадочных образований, развитых, как предполагает А.Н. Портнов, под толщей покровного эффузивного комплекса).

Если рассматривать схему остаточных гравитационных аномалий (*рис. 90*), то устанавливается повсеместная приуроченность локальных максимумов к закартированным телам диоритов и кварцевых диоритов размером 10-50 кв. км (*В.И. Голяков, В.В. Ковалёв*). Как отмечает Е.М. Семёнов (1970 г.) эти тела фиксируются локальными аномалиями поля (ΔT)_а съёмки масштаба 1: 25000. Ещё более отчетливо они проявляются на карте остаточных магнитных аномалий – в виде чётких локальных максимумов интенсивностью до 3600 мЭ, что обусловлено магнитными свойствами тел (χ достигает 24×10^{-4} СГС), так и значительной вертикальной мощностью. По материалам съёмки Е.М. Семёновым в зоне разлома выделен ряд новых тел среднего состава, в частности, в районе Тюлюльваямского и Лигинмынваямского проявлений, а также в месте пересечения Вывенского разлома Ипихляутваямским и Ветроваямским поперечными северо-западными разрывами. Разрозненные на поверхности тела Е.М. Семёнов считает выходами единых сравнительно крупных неэродированных глубинных интрузивов.

Такая точка зрения находит подтверждение в том, что при малых радиусах осреднения гравитационного поля (6 и 10 км) отмечается «распад» некоторых наблюдаемых единичных максимумов линейно-блоковых аномалий на два-три локальных остаточных максимума, совпадающих в плане, в ряде случаев, с остаточными максимумами магнитного поля. Такой «распад» хорошо фиксируется на картах разностных остаточных аномалий гравитационного поля, полученных путем вычитания осредненного поля с радиусом 10 км от такового с радиусом 6 км. Примером тому служат максимумы в районе Игуноваямского, Тюлюльваямского, Ветроваямского проявлений и др. (*рис. 90*). При увеличении радиусов происходит обратное явление – слияние их в единую аномалию. Добавим, что такие взаимоотношения послужили основанием к вынесению на *рис. 90* как остаточных, так и разностных аномалий, полученных с разными радиусами осреднения.

Таким образом, приходим к выводу о сложном строении объектов, образующих гравитационные и магнитные аномалии объектов в Вывенской шовной зоне, в частности, о наличии в верхних частях ее разреза штокообразных тел. С этими телами, сформированными в последнюю вспышку вулканизма в районе, связаны постмагматические процессы серообразования (*Власов, Василевский, 1964; 1969; 1971; Поляков, Яроцкий, 1980*).

Рудоносные образования формации вторичных кварцитов.

Прогнозирование участков локализации

месторождений самородной серы и золота, меди, ртути

В последовательном рассмотрении закономерностей размещения серного, золотого, серебряного, медного и ртутного оруденения в районе, предлагается геолого-геофизическая модель как конечный этап геологической интерпретации комплекса геологических и минерагенических данных. Это модель рудообразующей системы формирования участков локализации оруденения, как мест значительного скопления полезного ископаемого, т.е. вероятного месторождения. Знание положения таких участков в структурах узлов позволит локализовать площадь поисков. Настоящий раздел написан геологом Г.П. Поляковым с участием автора.

Для рассматриваемого температурного типа оруденения может быть предложен качественный подход, использованный ранее многими исследователями (Казанли, 1952; Шкловер, и др. 1961; Карслоу, Эгер, 1964). Он сводится к расчёту местоположения изотерм, ограничивающих распространение рудоносных фаций пород в окрестностях охлаждающегося интрузивного тела, с которым пространственно и генетически ассоциирует оруденение. В настоящем случае задача усложняется необходимостью учёта взаимодействия двух и более тепловых источников. Поэтому при расчётах динамики температурного поля такой системы удобно использовать методику описания температурных изменений в средах при периодических тепловых воздействиях (Шкловер, 1961; Карслоу, Эгер, 1964).



Рис. 94. Схема распространения комплексов минеральных фаций вторичных кварцитов Малотайваямского рудного узла (Поляков, Яроцкий, 1980; с дополнениями).

1 – высокотемпературные кварциты с диаспором, анатазом, андалузитом, турмалином; 2 – среднетемпературные кварциты с серицитом, баритом; 3 – породы высоко- и среднетемпературной аргиллизации и пропилизации; 4 – площадь распространения среднетемпературных серных и алунитовых кварцитов; 5 – залежи: а – сульфидно-серных, б – серно-сульфидных руд; 6 – проявления самородной серы; 7 – породы опализации и аргиллизации.

Дополнения: Геолого-геофизические данные: 8 – осевая линия Вывенского глубинного разлома (по геофизическим данным); 9 – осевая линия рудоконцентрирующей структуры узла по геолого-геофизическим данным: с Au, Ag, Cu, Hg, Co, Mo, Pb – осевая линия замка поднятой глыбы коры полуостровов Говена, Ильпинского, Ильпыр; 10 – осевая линия рудоконтролирующей структуры узла; 11 – контуры узла.

Учёт влияния нескольких источников предпринят с целью установления оптимального расстояния «интрузия – месторождение серы». Исходными посылками для этого являются следующие, хорошо известные (Набоко, 1963; Власов, Василевский, 1964; Ёркин, 1967; Ёркин, Никольский, 1968; Ёркин, 1969; Власов, 1969, 1971) и установленные нами факты из геологии вулканических месторождений серы: а) серное оруденение концентрируется в рудных узлах и ассоциирует с вторичными кварцитами; б) в строении массивов кварцитов устанавливается миграционная минеральная зональность минеральных и рудных ассоциаций, обусловленная различной степенью влияния интрузии; в) серное оруденение ассоциирует с высоко-, средне- и низкотемпературными кварцитами, образуя крупные (промышленные) скопления в последних двух типах; г) процессы импрегнационно-метасоматического отложения серы протекают в ограниченном интервале температур – 120-95⁰ С.

Развитие процесса гидротермального метаморфизма и рудообразования происходит вблизи поверхности на участках локального вывода глубинного тепла (от конечного объема магмы) в уже сформированную толщу пород верхних структурных этажей. Эта толща обладает, очевидно, определенным гидрогеологическим режимом и гидродинамическими свойствами, обусловленными литологическим составом и характером тектонических дислокаций пород. При этом подземные воды в этой толще всегда образуют единую систему. Поскольку динамика переноса энергии и вещества подчиняется одним и тем же физическим законам, то изотропность этой среды можно принять и в случае переноса через неё тепла от точечного источника в такой среде.

Как известно, от источника со стационарным температурным режимом имеет место тепловой поток, равный, согласно первому закону Фурье: $q = -\lambda \text{ grad } t^0$, где λ – коэффициент теплопроводности среды; t^0 – температура в источнике (Лыков, Михайлов, 1963).

При периодическом изменении температуры в источнике от него отделяется тепловая волна, амплитуда которой экспоненциально убывает по мере удаления от

источника по закону: $A(x) = A_0 e^{-\sqrt{\frac{w}{2a^2}}x}$, где $A(x)$ – амплитуда волны в точке x ; A_0 – амплитуда волны в источнике при $x=0$; w – циклическая частота изменения температуры; a – коэффициент температуропроводности среды; x – координата волны. Граничным условием процесса является функция: $A(x) = A \cos wt$, где t – время движения волны.

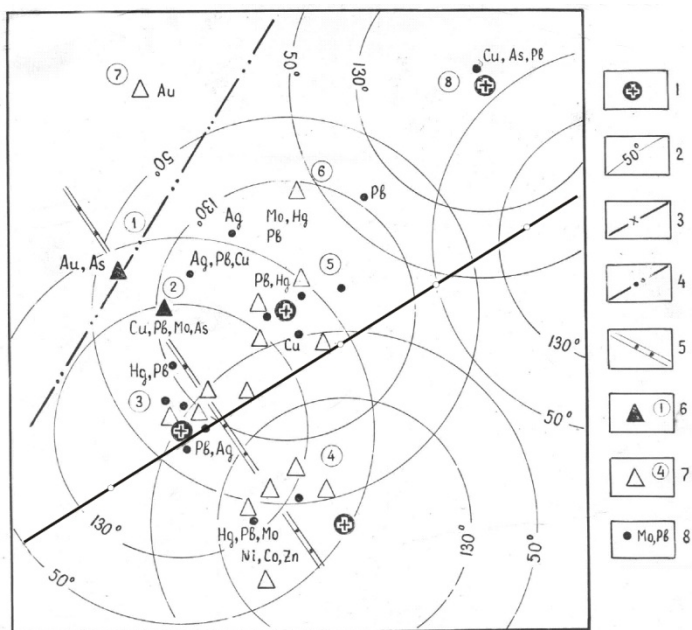


Рис. 95. Схема расположения месторождений и проявлений Малетойваямского узла в тепловом поле магматических тел (Поляков, Яроцкий, 1980).

1 – геометрические центры источников теплового поля – экструзивно-интрузивных тел; 2 – изолинии теплового потока; 3 – осевая линия Вывенского магмоконтролирующего глубинного разлома (идеализирована); 4 – осевая линия субкамчатского рудоконтролирующего разрыва; 5 – осевая линия субалеутского рудоцентрирующего разрыва; 6 – серные и серносульфидные месторождения; 7 – серопроявления; 8 – рудные точки других полезных ископаемых (по данным спектрального анализа). Проявления и месторождения: (1) – Малетойваямское; (2) – Юбилейное, (3) – Южное;

(4) – Тюльовьямское; (5) – Лигинмываямское; (6) – Белое; (7) – Такайпинское; (8) – Октябрьское. Примечание: п.п. 1, 3, 4 и 5 – по геофизическим данным.

Условия распространения тепловых волн в реальных многофазных геологических средах отличается от условий идеального случая влиянием формы и размеров источника, а также анизотропией тепловых свойств среды. Эти факторы обуславливают пространственную деформацию волн и дисперсию их амплитуд. В связи с этим, точное решение задачи о положении тепловой аномалии с заданным

интервалом температур невозможно. Однако, поскольку в макрообъёме многофазных сред процесс теплопередачи подчиняется закону Фурье с тем большей точностью, чем больше этот объём (Кобранова, 1962), можно найти некоторую площадь, где процесс формирования тепловой аномалии наиболее вероятен.

Тепловое поле субинтрузий. Для подтверждения сказанного выше проведены расчёты тепловых полей системы субинтрузивных тел Малетойваямского рудного узла в полосе Вывенского разлома и сделаны построения изотерм в интервале температур $50-130^{\circ}$, соответствующих температурам образования кварцитов и серных руд.

Временные и температурные параметры интрузий-источников тепла выбраны на основе исследований процессов формирования тепловых полей, проведённых В.А. Кудрявцевым с сотрудниками (Кудрявцев, Маламед, Шаранов, 1958). Температуропроводность принята по данным В.Н. Кобрановой (Кобранова, 1962) равной $a = 2,5 \times 10 \text{ м}^2/\text{час}$, что соответствует среднему её значению для пород Малетойваямского рудного узла. Начальная температура источника – 1000°С (рис. 96). Период становления и теплоотдачи интрузии диаметром 2 км равен 1×10^4 лет, т.е. частота источника $w = 1/1 \times 10^4$ лет (Кудрявцев, Маламед, Шаранов, 1958). За точки отсчёта приняты геометрические центры субинтрузивных тел, положение которых определено по геофизическим данным.

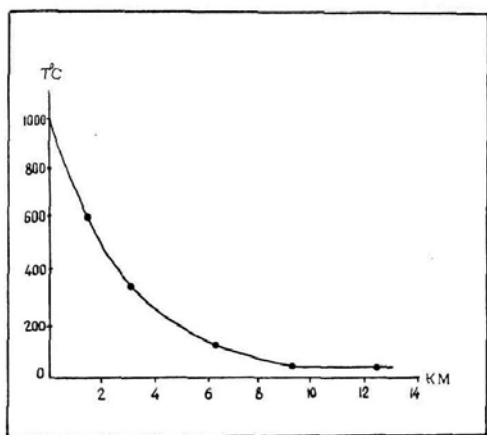


Рис.96. Кривая изменения температуры на фронте тепловой волны при удалении её от источника тепла – экстррузивно-интрузивного тела (Поляков, Яроцкий, 1980).

Экспонента $A = \varphi(x)$, вычисленная по второму уравнению, приведена на рис 60. Принимая источники за одновременно образованные и находя значение x , на которых A равно 50° и 130°С , наносим найденные изотермы в виде окружностей. Площади, ограниченные этими изотермами

от двух источников и являются, в принципе, сероперспективными (рис. 95).

Локализация полезных ископаемых в узлах. Рассмотрение построенной на этой основе формальной схемы и фактических данных о распространении проявлений полезных ископаемых Малетойваямского узла показывает:

а) известные серные залежи Малетойваямского сульфидно-серного месторождения располагаются в интервале температур 50° и 130° . Центральный участок, характеризующийся развитием средне-и низкотемпературных кварцитов, расположен в зоне пересечения изотерм порядка 100° . Положение серно-сульфидного Юбилейного участка, с его среднетемпературными кварцитами, тяготеет к тепловой области, ограниченной изотермами около 130° . Отклонение положения участков от оптимального интервала температур сероотложений связано с идеализацией геологического пространства, представленного изотропной средой, но фактически сильно анизотропной;

б) мелкие серопроявления располагаются между различными изотермами от трёх источников тепла. В этих случаях отложение серы происходит, вероятно, в

результате остывания сероносных растворов, а серная минерализация носит наложенный и рассеянный характер;

в) зоны развития высокотемпературных метасоматитов – эпидотовых пропилитов, диаспоровых и корундсодержащих кварцитов, тяготеют к участкам пересечения изотерм более 130⁰ (проявления Южное, Тюлюльваямское, Лигинмываямское, Октябрьское). Такие участки перспективны на обнаружение мелких рудных полезных ископаемых – меди, ртути, свинца, молибдена, золота, серебра и др. и бесперспективны на промышленные залежи серы.

Положение участков локализации крупных скоплений серы, определённое согласно рассмотренной формальной модели рудообразующей системы, в сопоставлении с фактическим размещением Малетойваямского сульфидно-серного и Юбилейного серно-сульфидного месторождений, подтверждает справедливость тезиса о расположении месторождения, наиболее значительного по масштабу оруденения, в месте пересечения рудоконцентрирующих и рудоконтролирующих структур (*Фаворская, Томсон и др., 1969; Томсон, Фаворская, 1973*) и в приложении к изучаемому району. Это даёт основание считать наиболее перспективными на обнаружение серных залежей именно участки пересечения субалеутских и субкамчатских разрывов в северо-западной полосе сероносности (*рис. 99*). Площадь таких участков определяется размерами конкретных разрывов и составляет от 30 до 70 кв. км.

Геофизические закономерности размещения массивов вторичных кварцитов с серным и металльным оруденением районов России и Японии

Массивы вторичных кварцитов, в районе очерчены гравитационными и магнитными максимумами шовной зоны. Они же пространственно приурочены к телам интрузивного комплекса, свидетельствуя о связи «интрузия-массив». Это согласуется с положением Г.М. Власова о сопряженности серных месторождений с андезитовыми стратовулканами «над интрузиями», прошедшими стадию кальдерообразования (*Власов, Василевский, 1964; Власов, 1971*). Все известные в районе проявления и месторождения серы связаны только с массивами кварцитов.

На *рис. 97* показаны основные массивы, различающиеся по тесноте связи с интрузиями. Согласно геологическим данным в полосе гравитационных максимумов размещены массивы высокотемпературных кварцитов – массивы 2,3,4,6. частью 1. Массив 9, отдельные части (северные или южные) массивов 1,3,4 расположены вне полосы максимумов, либо на гравитационных ступенях – здесь развиты средне- и низкотемпературные кварциты. Высокотемпературные кварциты генетически и пространственно связаны с телами интрузивного комплекса, средне- и низкотемпературные – и проявляют с ними пространственно удалённую парагенетическую связь (*Поляков, 1968 г.; Ермоленко, 1968 г., Еркин, 1970 г.*).

На *рис. 97 и 94* видна еще одна особенность размещения массивов: подчинение их простирания Вывенскому разлому, с одной стороны, и северо-западному простиранию поперечных рудоконцентрирующих разрывов – с другой. Последнее подчеркивается также простиранием отдельных остаточных аномалий в Анапкинском, Сеэрваямском и Малетойваямском разрывах (*рис. 97*).

Размещение массивов кварцитов в зонах региональных гравитационных и магнитных максимумов, либо на ступенях их положительного поля, характерно не только для Ильпинского района, но и для остальной территории Корьяско-

Камчатского региона. В частности, в зонах максимумов расположены массивы месторождения р. Половинной и проявления вулкана Кошелева, а также ряд массивов к югу от района (Эруваямское месторождение, Власов, 1971). Это - региональная закономерность размещения тех массивов, с которыми связаны относительно значительные месторождения. В связи с этим, особо интересно размещение в гравитационном поле сернорудных районов Японии (рис. 98).

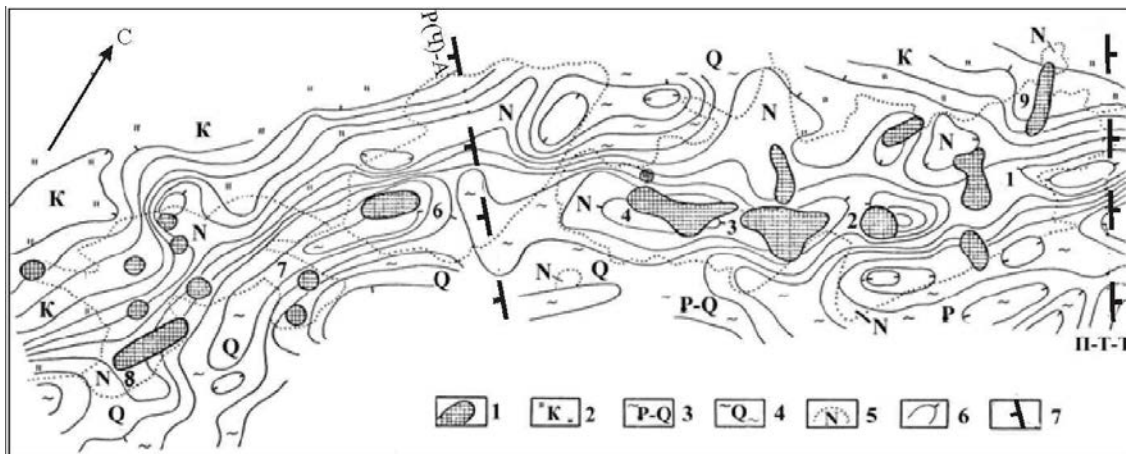


Рис. 97 Схема размещения массивов вторичных кварцитов Ильпинского рудного района и прилегающей территории в гравитационном поле съёмки м-ба 1:1000 000 (бергштрихи направлены в сторону уменьшения интенсивности поля).

1 – массивы; 2 – вулканогенно-кремнистые образования; 3 – осадочные отложения; 4 – рыхлые отложения; 5 – эффузивно-пирокластические образования и коагматические экструзивные тела среднего и умеренно-кислого состава; 6 – изоаномалы (генерализованные); 7 – региональные поперечные глубинные разломы: P-A – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский. Массивы: 1 – Ветроваямский, 2 – Ипихляутваямский, 3 – Малетойваямский, 4 – Сеэраваямский, 6 – Вироваямский, 7 – Кичигинский, 8 – Карагинский, 9 – Отыранваямский.

Выводы

Рассмотренные особенности строения Ильпинского района отражают определяющую роль разрывной тектоники как в размещении его оруденения, так и в формировании его тектонической структуры. Установленная система тектонических нарушений и особенности магматизма хорошо согласуются с концепцией тектонических очаговых структур, развиваемой М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном (1973).

В свете этой концепции и рассмотренных в главе фактов, территория распространения оруденения Ильпинского района может быть отнесена к т.н. элементарным тектоно-магматическим блокам, контролирующим рудные районы. Такие блоки получили название первичных очаговых структур, контролирующих в частности, ареалы магматизма одного возраста и резкого преобладания в них вещественных разностей определённого состава. В пределах первичных структур выделяются вторичные структуры, обусловленные изолированными интрузивными телами и контролирующими рудные узлы.

В структурно-геоморфологической классификации таких структур выделенная территория Ильпинского района может быть отнесена к типу положительных удлиненных блоков, прогнозируемых авторами (Томсон, Фаворская, 1973). Для этого типа характерны: продольные региональные разломы, поперечные разрывы, грабены (Фаворская, Томсон и др., 1969). В районе роль первых выполняет шов-

ная зона Вывенского глубинного разлома, вторых – субалеутские и субкамчатские разрывы, третьих – северный надразломный Энынггвямский грабен (Яроцкий, 1978).

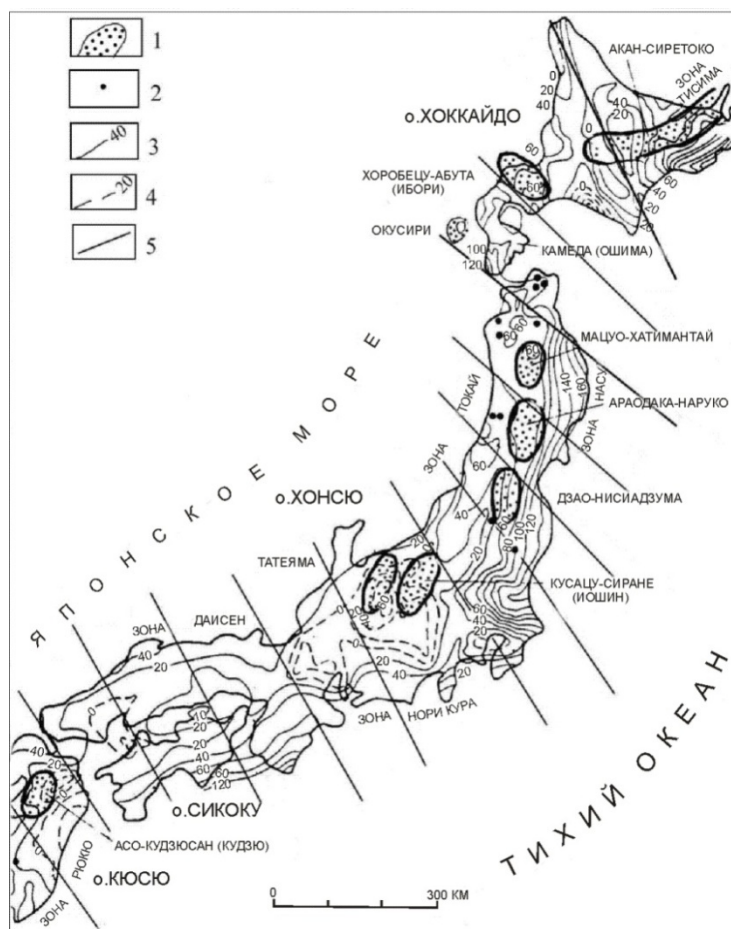


Рис. 98. Размещение серных районов Японии в гравитационном поле (Мураками, Хасимото, 1961, с дополнениями).

1 – главные районы; 2 – отдельные месторождения; изоаномалы (сечение поля через 20 мГл): 3 – положительные; 4 – отрицательные.

Дополнения: 5 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного направления (идеализация).

Концептуальные итоги геологической интерпретации геофизических данных

1. Ильпинский рудный район приурочен, в выделенных по геолого-геофизическим данным границах, к однородной тектонической очаговой геоструктуре – Ветроваямскому вулканогену миоцена. Необходимыми и достаточными элементами очаговой структуры района являются: а) Вывенская шовная зона – главная горстовая магмоконтролирующая структура; б) субалеутские поперечные разрывы – рудоцентрирующие структуры; в) субкамчатские поперечные разрывы – рудоцентрирующие структуры; г) ареал образований миоценового вулканического покровного комплекса среднего и умеренно-кислого состава – рудовмещающая толща; д) надразломный грабен с пликативными и блоковыми локальными структурами – структурами-ловушками; е) интрузивный комплекс среднего и умеренно кислого состава – источник рудоносных флюидов и тепловых полей; ж) измененные породы формации вторичных кварцитов – рудоносные

образования. Эти элементы являются региональными минерагеническими факторами Ильпинского рудного и сероносного района.

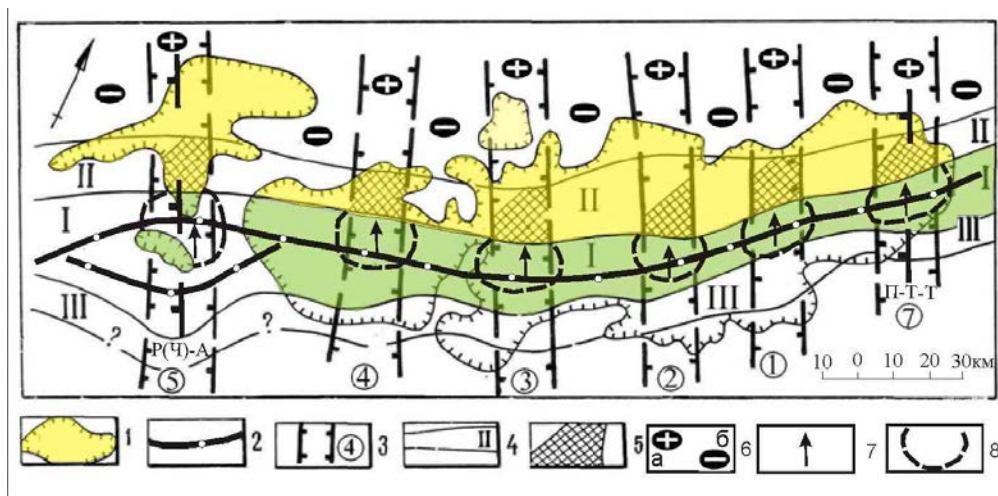


Рис. 99. Схема размещения региональных минерагенических факторов в Ильпинском рудном районе и прогноза рудных полей (Яроцкий, 1974).

1 – ареал образований миоценового вулканического комплекса (Карта полезных ископаемых..., 1999; корфовская свита, «Геологическая карта...», 1976) – рудовмещающие толщи; 2 – осевая линия Вывенской шовной зоны – главной магмоконтролирующей структуры; 3 – субалеутские поперечные разрывы – рудоконцентрирующие структуры рудных узлов: 1 – Ветроваяямская, 2 – Ипихляутваямская, 3 – Малетойваямская, 4 – Сээрваямская, 5 – Анапкинская, 7 – Отыранваямская; 4 – полосы сероносности: I – Центральная, II – Юго-западная, III – Юго-восточная; 5 – участки промышленной концентрации среднетемпературных кварцитов с промышленным серным оруденением известных и потенциальных рудных полей с S, Au, Ag, Cu; 6 – полосы линейных разноамплитудных блоков: а – горстов, б – грабенов; 7 – направления миграционной минеральной зональности в рудоконцентрирующих линейных горстовых структурах рудных узлов; 8 – участки распространения высокотемпературных кварцитов с Au, Ag, Cu, Mo с промышленными крупнообъемными запасами.

2. Серное оруденение в районе располагается в трех полосах сероносности. Центральная полоса приурочена к современной горстовой структуре шовной зоны и характеризуется высокотемпературными кварцитами с проявлениями рассеянной серной минерализации. Северо-западная полоса приурочена к зоне сочленения горстовой структуры и надразломного грабена и характеризуется средне- и низкотемпературными кварцитами с промышленной концентрацией серы. Юго-восточная полоса приурочена к зоне сочленения горстовой структуры и приразломного грабена и надежными характеристиками в настоящее время не обладает.

3. Серное оруденение, располагаясь в различных структурных условиях, концентрируется в обособленных сернорудных узлах. Узлы формируются в местах пересечения шовной зоны поперечными разрывами, в которых устанавливается минеральная миграционная зональность метасоматитов. Зональность выражена сменой в направлении от шовной зоны к надразломному грабену высокотемпературных кварцитов – среднетемпературными – низкотемпературными, с соответствующей рудной минерализацией и может быть объяснена с позиции формальной модели теплового поля интрузий.

4. Ильпинский (ранее – Северо-Камчатский сероносный) рудный район является минерагеническим таксоном Корякско-Камчатской металлогенической области с двумя группами полезных ископаемых, связанных с породами формации

вторичных кварцитов: одна – самородная сера, алюмосодержащие и глинозёмистые руды; другая – руды меди, ртути, золота и серебра, свинца, молибдена и др. Вторичные кварциты являются типами месторождений с многообъёмными рудами с крупными запасами полезных ископаемых эпitherмального типа, в частности, золота и серебра, хотя и невысоких содержаний.

5. Распределение важнейших региональных минерагенических факторов района закономерно и подчинено законам симметрии подобия. Это позволило провести и аргументировать прогноз трех новых сернорудных узлов, выделить в пределах всех узлов района участки наибольшей вероятности локализации месторождений самородной серы и площади, перспективные на рудные полезные ископаемые.

3.VI.5.

В статье *Апрелкова С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В. «Палеовулканист-структуры Уннэйваямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения» (2002)* рассматривается олигоценый экзот, расположенный в междуречье Ичигиннаяяма (верховья) на юго-западе, и рек Иынгаваяма (истоки) – на северо-востоке, Куюла - на северо-западе и Уннэйваяма – на юго-востоке (рис. 100). Его протяженность около 65 км площадь 2200 кв. км. Авторы используют материалы гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 с целью «... уточнения структуры поля и дополнить особенности структурной приуроченности оруденения, известные по геологическим данным» (стр. 51).

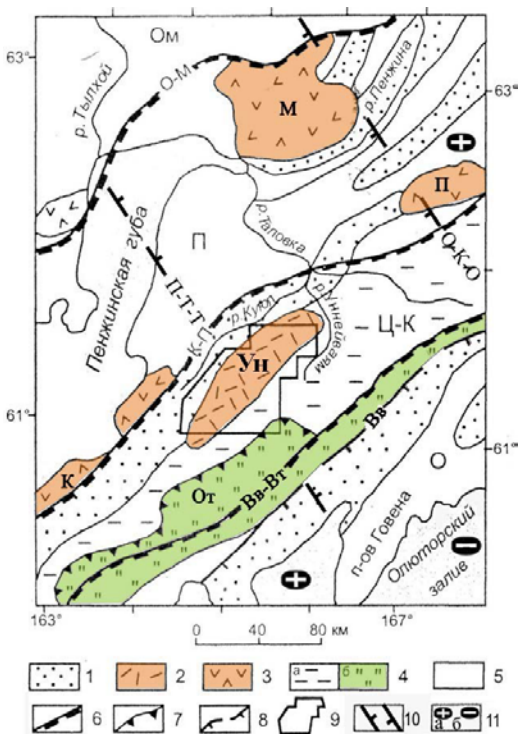


Рис. 100. Схема структурного положения Уннэйваямского вулканического поля (по *Апрелков и др., 2002, с дополнениями*).

1 – прогибы с кайнозойским осадочным выполнением; 2 – палеогеновые вулканиты Уннэйваямского поля (Ун); 3 – другие поля палеогеновых вулканитов: М – Манильское, П – Парапольское (Гайчаваемское), К – Кинкильское; 4 – верхнемеловые флишоидные (а) и вулканогенно-кремнистые (б) отложения (Центрально-Корякской СФЗ); 5 – области развития докайнозойских структурно-вещественных комплексов; 6 – границы СФЗ; 7 – Ватынско-Камчатского вулканического пояса; 8 – контур северного окончания Центрально-Камчатского вулканического пояса; 9 – границы района работ. Структурно-формационные зоны (СФЗ): Ом – Омолонский массив, П – Пенжинская, Ц-К – Центрально-Корякская (Укэляятская), О – Олюторская, От – Отовенский аллохтон. Разломы – границы СФЗ: О-М – Орловско-Микинский, К-П – Куюльско-Парапольский, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский, Вв – Вывенский,

Дополнения: 10 – перенные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления: их названия: Ч-А – Чемурнаут-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский; 11 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Примечание: согласно (*Карта полезных ископаемых... 1999*) в пределах М – Манильского и П – Парапольского (Гайчаваемское) полей развиты эоценовые и олигоценые вулканиты соответственно.

На северо-западе поле ограничено кайнозойским прогибом – долиной р. Куюл, по которому по Куюльско-Парапольскому северо-восточному разлому Центрально-Корякская (Укэляятская) СФЗ граничит с Пенжинской СФЗ (на северо-западе). Юго-восточной границей зоны являются верхнемеловые флишеидные отложения Центрально-Корякской СФЗ. Авторы на юго-западе поля выделяют Уннэйваямскую вулканотектоническую депрессию (ВТД) (70 × 25 км), созданную тремя кальдерами, расположенными на северо-восточной оси: Мигитунупской, Утваямской, Утгинайской. Юго-западное ограничение поля авторы проводят согласно гравиметрическим данным по меридиональному разлому, что согласуется с геологическими данными. Указывается, что эти разломы на севере смыкаются с северо-восточным разломом, разграничивая Уннэйваямскую зону от Гилянско-Цнаваямского поднятия, расположенного на юго-западе. Вся территория поля пересечена почти равномерной ортогональной сетью северо-восточных и северо-западных разломов (рис. 101, 102).

Кальдеры Уннэйваямской ВТД имеют некоторые различия в вещественном составе вулканитов. Например, образования ичигинской свиты полностью отсутствуют в Утгинайской кальдере, незначительно распространены и выклиниваются на западных флангах - Мигитунупской. Высказывается мысль об отсутствии связи ичигинваямских образований с кальдерами и, что кальдеры связаны только с кислым магматизмом и образовались в несколько этапов. В Мигитунупской кальдере плотностным моделированием получен гранитоидный плутон, простирающийся на глубину более 8 км. На севере и на юге он обрамлён поднятиями кристаллического фундамента на глубинах 5 и 7,5 км соответственно.

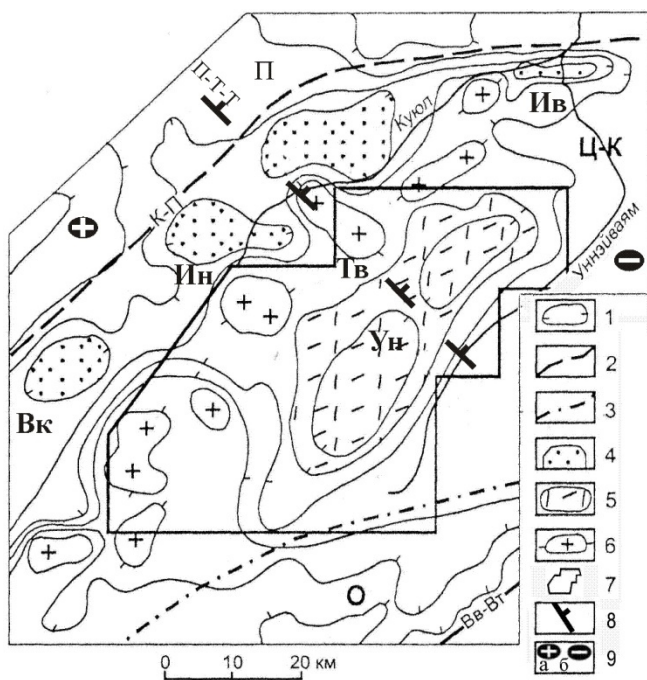


Рис. 101. Фрагмент схемы регионального районирования поля силы тяжести (Апрелков и др., 2000; с дополнениями).

1 – изолинии поля; 2 – региональные гравитационные ступени, границы аномальных зон (К-П – Куюльско-Парапольская, Вв-Вт – Вывенско-Вагынская); 3 – границы аномальных районов; 4 – минимумы в районе Парапольского дола; 5 – Уннэйваямский минимум; 6 – максимумы; 7 – границы площади детальных гравиметрических съемок; П, Ц-К – соответственно Пенжинская и Центрально-Корякская аномальные зоны; О – Отовенский аномальный район.

Дополнения: 8 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский; 9 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Гилянско-Цнаваямское магматектоническое поднятие рассматривается как цепь купольно-кольцевых ВТС, фиксируемых изометричными гравитационными максимумами, которые «очевидно трассируют глубинный северо-восточный разлом, насыщенный магматическими телами» (стр. 58).

Особенности размещения оруденения рассматриваются авторами в двух ипостасях: островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясах; первые – свойственны Камчатке и Японии, вторыми – являются Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский пояса, тихоокеанское побережье Южной Америки, др. Для первых – характерно золотосеребряное оруденение, для вторых – олово-серебряное и олово-редкометальное. Металлогения Уннэйвайянского вулканического пояса сложна и многообразна. Сочетание олово-серебряного и золото-серебряного оруденения относится авторами к проявлению «интерференции, связанной, по нашему мнению, с одновременным развитием двух разнотипных, сближенных в пространстве глубинных магматогенных и вулканогенно-рудных «кальдерного и вулкано-купольного генезиса систем» (стр. 60).

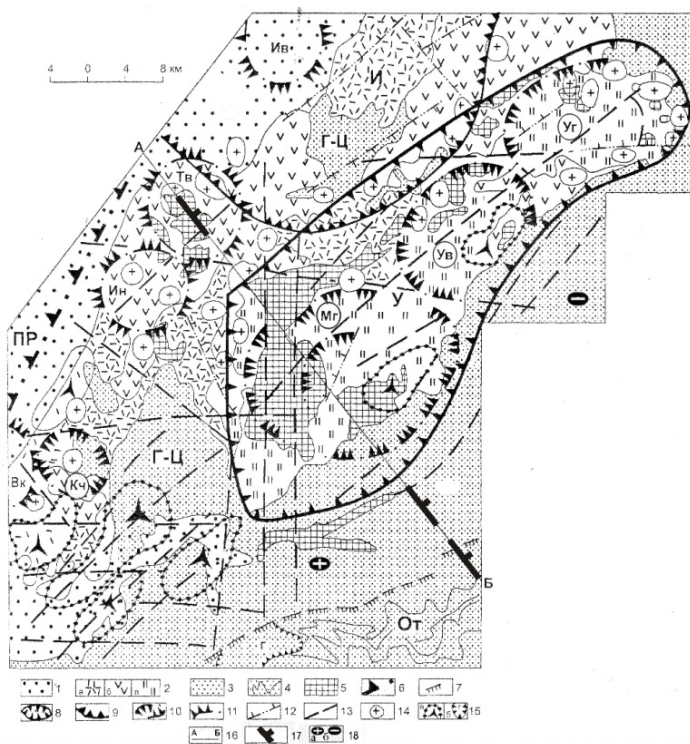


Рис. 102. Схема строения Уннэйвайянского вулканического поля (Апрелков и др., 2002; с дополнениями).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – велолыньские вулканогенные образования: уннэйская (а), ичигинская (б) и утгинайская (в) свиты; 3-4 – терригенные флишеидные (3) и вулканогенно-кремнистые (4) верхнемеловые отложения; 5 – палеогеновые экструзивно-субвулканические образования; 6 – северо-западная граница Гилянско-Цнаваямского магматогенного поднятия (юго-восточная граница Парапольской впадины – ПР); 7 – фронт надвига; 8 – граница Уннэйвайянской вулкано-тектонической депрессии по гравиметрическим данным; 9 – граница Ичигинской кальдеры (И) по геологическим данным (Васин, 1988); 10 – палеокальдеры; 11 – купольно-кольцевые ВТС: Тклаваямская (Тв), Ивтыкуюльская (Ив), Интересная (Ин), Верхне-Кууюльская (Вк); 12-13 – разломы взброс-сбросового типа (12), прочие (13) по геофизическим

данным; 14 – локальные гравитационные максимумы, предположительно связанные с субвулканическими телами; 15 – предполагаемые по геофизическим данным интрузии среднего (а) и основного (б) состава; 16 – линия геолого-геофизического разреза. Г-Ц – Гилянско-Цнаваямское поднятие, У – Уннэйвайямская ВТД, От – Отовенский аллохтон. Палеокальдеры: Уг – Утгинайская, Ув – Утваямская, Мг – Мигитунупская, Кч – Кучьяваямская.

Дополнения: 17 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 18 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).

Самостоятельной рудогенерирующей и рудоконтролирующей авторы считают систему вулкано-купольных структур Гилянско-Цнаваямского поднятия (рис. 102): Верхне-Кууюльской (Вк), Интересной (Ин), Тклаваямской (Тв), Ивтыкуюльской (Ив), Цнаваямской (последняя на рис. 102 не приведена). Авторы привязывают их к Ичигинскому глубинному разлому.

Меридиональная зона разломов, отделяющая Мигитунупскую кальдеру (на востоке) от Тклаваямской ВТС (на северо-западе) рассматривается как раздел зон андезитового и более кислого вулканизма и, соответственно границей зон разной рудной специализации.

Авторские выводы сводятся к следующему.

1. Уннэйваямское вулканическое поле располагается в Укэляятской тектонической зоне, имеющей континентальный тип коры, и отличается от других вулканических полей резким преобладанием вулканитов кислого состава и их интрузивных комплексов. По составу и оруденению оно сходно с образованиями внутриконтинентальных вулканических поясов Приамурья, Боливии и др.

2. В структуре поля выделяется Гилянско-Цнаваямское поднятие с вулканокупольными структурами и золото-серебрянным оруденением и Уннэйваямская вулканно-тектоническая депрессия, образованная серией сближенных эксплозивно-проевальных кальдер, с монометалльным оруденением.

Комментарий

Рассматриваемая территория интересна своим положением в геологическом пространстве в силу приуроченности к зоне поперечного Парень-Таловско-Тиличикского разлома (*Яроцкий, 1973, 2001, 2006*) разнородных вещественных комплексов на поверхности и своеобразной металлогении. Ниже, этой площади будет уделено значительно больше внимания – как аргументации роли поперечного разлома. Здесь сделаем лишь небольшой комментарий.

В общем виде Уннэйваямское вулканическое поле является своеобразным экзотом, что видно как на *рис. 100* авторов статьи, так и на «*Карте полезных ископаемых ...*» (1999). При взгляде на гравитационное поле видно, что его элементы – простирание изоаномал, дают основание к наметке северо-западных структур: два максимума в центральной части площади детальных работ; цепочка локальных минимумов на северо-западе (за р. Куюл), прерываемых ходом изоаномал большей интенсивности; разделение Уннэйваямского минимума на две локальные аномалии пережимом изоаномал. Параллельно цепочке минимумов на правобережье р. Куюл прослеживаются восемь локальных максимумов, два из которых имеют СЗ оси. Само расположение максимумов и минимумов очевидно симметрично.

О существенно кислом вулканизме Тклаваямской ВТС и менее – Мигитунупской кальдеры с золото-серебрянным и оловянным оруденением авторы пишут, не обращаясь к оруденению Утваямской и Утгинайской кальдер. А ведь к последним приурочено 10 проявлений серебра и два золота и серебра. Однако согласно «*Каталога месторождений ...*» к «*Карте полезных ископаемых ...*» (1999) и эти два являются серебряными проявлениями (по соотношению Au/Ag)! Таким образом, к северо-востоку от Мигитунупской палеокальдеры металлогения очевидно не адекватна Тклаваямской ВТС, равно как и оловянной – Мигитунупской!

Необходимо отметить, что непосредственно к юго-востоку от границ Мигитунупской палеокальдеры в терригенных флишоидных и вулканогенно-кремнистых отложениях корякской серии (кампан) в металлогении установлено подавляющее преимущество олова (проявлений и двух месторождений) («*Карта полезных ископаемых ...*», «*Каталог ...*», (1999).

Ещё один немаловажный факт устанавливается по «*Карте полезных ископаемых ...*», (1999): к юго-западной части Уннэйваямского вулканического поля приурочены многочисленные тела гранит-порфиров олигоценца с крупной Мигитунупской интрузией, отсутствующих к северо-востоку от поперечного Парень-Таловско-Тиличинского разлома, разделяющего поле на две части. К СВ распространены субвулканические тела риолитов.

Совокупность данных авторов статьи и материалов «*Карты полезных ископаемых ...*» (1999), данных аэромагнитной и гравиметрической съёмки масштаба 1:200 000 свидетельствуют о наличии на площади Уннэйваямского вулканического поля крупной разломной дислокации северо-западного простирания, разграничивающей различные по вещественному составу и металлогении площади. Особая роль поперечной дислокации состоит в том, что разрез земной коры, расположенный к юго-западу от неё находится висячем – надразломном крыле, что привело к локализации в междуречье Авальгырникиваям-истоки Куйвиваям гранодиоритов олигоцена с оловорудной металлогенией. С похожими породами олово связано и во всей остальной Центрально-Корякской металлогенической провинции.

В зоне поперечного Парень-Таловско-Тиличикского разлома Гилянско-Цнаваямское поднятие перекрывается велолныкскими (олигоцен) вулканогенными образованиями. В бассейне р. Ывтылькуюль вновь появляются отложения корякской серии, которые к северо-востоку вновь погружаются под более молодые комплексы, но опять выходят на поверхность в междуречье Иннгаваям-Уннэйваям. Таким образом, Уннэйваямское вулканическое наложенное поле образует верхний этаж депрессии, обрамлённой по всему периметру верхнемеловыми комплексами. При этом металлогения концентрируется как в комплексах депрессии, так и породах более древнего обрамления.

Выводы

1. Уннэйваямское вулканическое поле металлогенически неоднородно: его северо-восточная часть представлена исключительно серебряной минерализацией, юго-западная – подавляюще существенно золотой. С юга к нему примыкают оловорудные объекты, локализованные в породах фундамента. При этом первая часть представлена на подавляющей площади существенно кислыми вулканитами (дациты, риолиты), вторая – существенно основными (андезиты).

2. Границей раздела двух частей Уннэйваямского поля является зона поперечного Парень-Таловско-Тиличикского межглыбового разлома.

СЕРЕБРО СЕВЕРО-ЗАПАДА КОРЯКИИ

3.VI.6.

Г.П. Яроцкий

«Северо-Западно-Корякская серебрянорудная провинция (металлогеническая зона)» (2007).

На территории Корякско-Камчатского региона выделяется ряд металлогенических провинций с профилирующими полезными ископаемыми. Наиболее насыщенные месторождения (проявления) являются Центрально-Камчатская (Au, Ni, Hg, S), Пенжинская (Au, Ag, Pt, Cr, Mn, U), Олюторская (Cu, Zn, Pb, Fe, Sb, Hg, Au, Pt, Mn, Cr, U, S, Ag). В них выделен ряд рудных районов с профилирующими Au, Ag, S, Mn, Ni, Pt, Cu (*Карта полезных ископаемых...*, 1999). В них определены золоторудные (с Ag), серные (с Hg, Au, Ag, Cu), медно-никелевые (с Au, Pt), платиновые (россыпные) месторождения (проявления), в т.ч. промышленные.

Однако на территории имеется две площади, насыщенные серебром исключительно и только! Это площади олигоценовой тектоно-магматической активизации в Коряжской ветви Западно-Камчатско – Коряжского вулканического пояса: Уннэйваямская и Гайчаваамская. По ряду одинаковых признаков и тектоническому положению мы выделяем ещё и Пальматкинскую площадь (*Яроцкий, 2007*).

В статье С.С. Сидорова (2006) «О природе серебрянорудных гигантов Северо-Востока Азии» выделяется главная их черта: приуроченность к риолит-базальтовому вулканизму. Устанавливаются этапы их образования. Ранний – серебро-сульфидный, поздний – олово-серебряно-порфировый. Установлены этапы их образования: зарождение грабенов-прогибов; раннемиоценовый ультракалиевый магматизм; очаг позднемиоценовых игнимбритов гранитоидных магм; формирование интрузивно-вулканической купольной структуры и олово-серебряного порфирового ряда.

Рассматривается тектоническая позиция уникального Дукатского серебрянорудного района, который контролируется Балыгичан-Сугойским рифтогенным прогибом. Прогиб является межгорной позднеорогенной впадиной, наложенной на складчатое основание толщ. Впадина ограничена меридиональным СВ разломом, по которому отделена от сводовой структуры. Рифтогенная природа прогиба подтверждается приуроченностью к нему, особенно на периферии, контрастного риолит-базальтового, габбро-диабазового магматизма. При этом кислые разности магматических образований имеют резко выраженный ультракалиевый профиль. В районе выделены два рудно-формационных ряда, упомянутые выше.

Авторы сравнивают с месторождением Дукатского района месторождения Мангтазийское и Прогноз (Якутия) серебро-сульфидной формации, сопровождаемые золото-серебряными месторождениями, серебро-сурьмяными и олово-серебряными месторождениями-сателлитами, в целом составляющими полихронный рудно-формационный ряд (рудный комплекс).

Модель месторождения Дукат предусматривает этап зарождения периферического очага игнимбрит-гранитных магм и формирование интрузивно-купольной структуры с олово-серебро-порфировым рядом, наложенным на серебро-сульфидные руды.

Приведенное описание служит своеобразным аналогом при рассмотрении Sn-Ag объектов серебрянорудного оруденения на северо-западной окраине Коряжского нагорья. Обратимся к Уннэйваямскому вулканическому полю, как его называет С.Е. Апрельков и С.В. Попруженко (1997, 2009). Уннэйваямское вулканическое поле является звеном, как уже сказано выше, Коряжской ветви вулканического пояса. Кроме этой констатации генезис поля не раскрыт в статье, а также в материалах геологической съёмки м-ба 1:200 000 (*Поздеев, Рожкова, 1975*). Поэтому решим вначале проблему возникновения и сущности Уннэйваямского вулканического поля.

Уннэйваямское поле представлено вулканиками велолныкской свиты орогенной олигоценовой андезит-дацитовый формации. В его центре, среди лав кислого состава (липарито-дациты, липариты, их туфы и туфолавы), расположена самая крупная в Коряжском нагорье интрузия плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров – Мигитунупская. Несколько меньших тел этого состава установлено к югу и востоку от неё. Впоследствии на «*Карте полезных ископаемых ..*», (1999) интрузия приобрела окончательные контуры, установленные рядом геологических съёмок м-ба 1:50 000. Все покровные, интрузивные и субвулканические комплексы поля

ооконтурены на юго-востоке и востоке выходами пород коряжской серии – геосинклинального комплекса северной окраины Центрально-Коряжской СФЗ.

Согласно «*Карте полезных ископаемых...*», (1999) вулканы поля несут золото и серебро, причём золото приурочено к андезитовой его части (северо-западной и частью – западной), а серебро – к дацит-липаритовой, занимающей большую часть поля на его востоке и юго-востоке с широким распространением экструзий исключительно липаритов.

В прилегающих с юга породах коряжской серии картируются СВ простирания узкие (0,7 км) и протяжённые (7-8 км) гранит-порфиры (аналогичные Мигитунупской интрузии). На прилегающей площади пород этой серии установлен ряд оловорудных проявлений и месторождений (Восточное, Перевальное). Среди них – с медью, свинцом, цинком.

Как сказано, вулканическое поле образовалось в стадию олигоценового орогенеза, а его геологическое положение и состав пород свидетельствует о развитии тектоно-магматической активизации. Поэтому есть все основания рассматривать поле как вулканоген в определении (*Тектоника континентов*, 1976). В нём содержатся не только структурные, но и генетические аспекты источника рудоносности.

В 150 км к северо-востоку от Уннэйваямского вулканогена известно ещё аналогичное поле – в междуречье Гайчавеем-Эссоеем-Куйвинвеем. Оно также относится к орогенной андезит-дацитовой формации с гранит-порфировой Инвалопинопской интрузией в центре поля, разделяющей поле на андезитовую (западную) и дацит-липаритовую (восточную) площади. При этом для первой известно лишь одно проявление золота с серебром, а для второй – 10 проявлений серебра (в т.ч. два с сурьмой) без единого проявления рудного либо россыпного золота. С юга поле обрамляется узкой полосой пород фундамента (мамечинская свита нижнего мела). Полоса, в свою очередь, обрамляется выходами эссоеемской свиты верхнего мела с интрузиями габбро, габброидов и насыщена проявлениями (семь) ртути.

В целом геологическое строение этого поля полностью идентично Уннэйваямскому вулканогену, что даёт основание и его отнести к этому типу орогенных структур.

В 135 км к северо-востоку от Инвалопинопской интрузии гранит-порфиров известна площадь распространения автоваамской свиты олигодена с Палаваямской (*Башаркевич, Бочков, 1987*) интрузией гранодиорит-порфиров в центре поля. На «*Карте полезных ископаемых...*, 1999» автоваамская свита отнесена к велолныкской свите олигодена. И на площади этого вулканического поля западная часть представлена исключительно андезитами с субвулканическими телами и проявлениями золота (два), и восточная – дацит-липаритовая (определение серебра не производилось, видимо).

На востоке поле обрамляется породами тихореченской свиты (альб-апт), а к СВ от интрузии на всём правобережье р. Автоваам вновь картируются выходы автоваамской свиты. Заметим, что среди пород тихореченской свиты имеется ряд экструзий андезитов и липаритов. Таким образом, геологическая обстановка и этого вулканического поля, будучи идентичной таковой первых двух полей, даёт основания считать и это поле «вулканогеном», названным нами Пальматкинским (*Яроцкий, 2007*).

Обратимся к тектоническому положению трёх рассмотренных вкратце вулканогенов Корякской ветви Западно-Камчатского вулканического пояса.

Согласно глыбово-клавишной структуре земной коры региона через площади выше названных вулканогенов проходят СЗ поперечные межглыбовые разломы (с запада на восток): Парень-Таловско-Тиличикский, Омолон-Каменско-Олюторский и Олойско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский. Все три разлома намечены по геолого-геофизическим данным, среди которых и главный признак – интрузии Мигитунупская, Инвалопинопская и Палаваямская (*Яроцкий, 1976, 2007*).

Уннэиваямский вулканоген расположен во впадине верхнемелового (0,5-1,0 км) и кристаллического фундаментов (7-8 км) (*Мороз, 1991*), названной нами Уннэиваямской. Парень-Таловско-Тиличикский и Омолон-Каменско-Олюторский разломы заключают опущенную глыбу Олюторского залива, которая в поперечном сечении имеет вид трапеции, т.е. Парень-Таловско-Тиличикский разлом падает к юго-западу, а Уннэиваямская впадина является приразломной. Осевая зона этого разлома проходит по р. Ичигинываям и градиенту изопахит кристаллического фундамента.

Уннэиваямская впадина приурочена к сочленению Центрально-Корякской (Укэляятской) тектонической зоны и Пусторецко-Парапольского прогиба, рассматриваемого как рифт. Исходя из идентичности геологической природы всех трёх вулканогенов, мы считаем и тектоническое их положение идентичным.

Для подтверждения идентичности вулканогенов проанализированы гравитационные и магнитные поля съёмок м-ба 1:200 000. Особенно поразительно идентичны гравитационные аномалии Уннэиваямского и Гайчаваамского вулканогенов. Эти эллипсоидной формы минимумы целиком охватывают их дацит-липаритовую площадь, а локальные минимумы в нём отражают, вероятно, площади и участки на них распространения андезитовых покровов и субвулканических тел. При этом не только идентична форма аномалий, но и значения изоаномал поля с близким значением также и над центральными интрузиями.

По Пальматкинскому вулканогену имеется лишь часть карты гравитационного поля на западную часть листа (Р-59-VIII). Но и здесь установлен гравитационный минимум, описывающий поле автоваамской свиты с Палаваямской интрузией, с теми же значениями поля, как и у двух вышеописанных вулканогенов.

Если гравитационное поле в полной мере отражает структуру, в которой локализован вулканоген, т. е. впадины в кровле верхнемелового и кристаллического фундаментов, то магнитное поле аэромагнитной съёмки отражает в полной мере вещество и структуру вулканической толщи пород, заполнивших впадину. И здесь устанавливаются идентичные по морфологии, интенсивности и знаку поля. Характерными линейными знакопеременными аномалиями, коррелируемыми в СЗ полосах, отражены андезитовые площади вулканогенов.

Вышеприведенную геолого-геофизическую характеристику трёх вулканогенов Корякского вулканического пояса целесообразно сопоставить с геологической характеристикой месторождений серии Дукат. Для корректности сопоставления обратимся к Уннэиваямскому вулканогену (*таблица на стр. 228*).

Уннэиваямский вулканоген:

- приурочен к южному флангу Пусторецко-Парапольского рифтогенного прогиба в зоне его сочленения с верхнемеловым фундаментом Центрально-Корякской (Укэляятской) тектонической зоны;

- в полосе сочленения образована локальная Уннэйваямская впадина в кровле верхнемелового и кристаллического фундаментов;

- Уннэйваямская впадина создана пересечением полосы сочленения с межглыбовым поперечным разломом и является надразломной, наследуя сочленение прогиба с фундаментом;

- продукты вулканогена представлены андезит-дацитовый орогенной формацией;

- вулканизм ассоциирует с гранит-порфировым интрузивным комплексом тектоно-магматической активизации;

- в прилегающих к вулканогену на юге породах мелового фундамента развита интенсивная оловорудная минерализация.

Для Уннэйваямского вулканогена установлены:

- приуроченность площади кислых вулканитов к впадинам верхнемелового и кристаллического фундаментов – 0,5-1 км и 7-8 км соответственно, которые отражены гравитационными минимумами;

- между минимумами изопахит кристаллических пород имеется чётко выраженный градиент поля меридионального простирания, отражающий фациальную границу андезитов и кислых пород на западе гравитационного минимума и рассматриваемый как зона поперечного межглыбового разлома;

- площадь развития кислых пород приурочена к ярко выраженной впадине (0,5-1,0 км) в кровле верхнемелового фундамента;

- Мигитунупская интрузия гранит-порфиров не находит отчётливого отражения в магнитном и гравитационном полях съёмки м-ба 1:200 000;

- на территории вулканогена установлена впадина СВ простирания в кровле кристаллического фундамента, отражённая двумя минимумами, разделёнными градиентной линией изопахит: на западе глубиной 6 км, на востоке – 7-8 км;

- западный минимум изопахит кристаллического фундамента отражает на поверхности преимущественно распространение кислых пород (андезиты), восточный – исключительно кислых пород;

- серебряное оруденение приурочено исключительно к площади развития кислых пород обеих частей впадины, золотое – к андезитам на западной и северной территории обеих частей впадины;

- магнитное поле вулканогена имеет два ярко выраженных морфологически и по интенсивности типа: линейные полосы чередования локальных минимумов и максимумов на участках развития андезитов и невыразительность слабо аномальных знакопеременных – на участках развития кислых вулканитов с субвулканами дацитов и липаритов;

- гравитационное поле с глубоким обширным минимумом отражает участки распространения кислых пород на обеих частях впадины в кристаллическом фундаменте;

- в центре вулканогена, на окраине гравитационного минимума, картируется крупнейшая в Корьякском нагорье Мигитунупская интрузия гранит-порфиров, не имеющая яркого проявления в магнитном и гравитационном поле, тяготеющая к разделу впадины в кристаллическом фундаменте – к градиентной линии изопахит;

- на южном фланге Мигитунупской интрузии в прилегающих отложениях корьякской свиты известно два месторождения и ряд оловорудных проявлений. В пределах этой площади и в 15 км к западу картируются узкие (50-75 м) протяжённые тела гранит-порфиров.

Геолого-геофизические характеристики вулканогенов

Вулканогены			
1	2	3	4
	Уннэйваямский	Гайчаваамский	Пальматкинский
Тектоническое положение			
Вулканогены в целом	Сочленение Пусторецко-Парапольского регионального прогиба с Центрально-Корякской (Укэлятской) тектонической зоной		
Вулканогены в целом	Самостоятельные звенья Северо-Западно-Корякского вулканического пояса (Корякская ветвь ЗКВП)		
Пересечения сочленения поперечными межглыбовыми разломами	Парень-Таловско-Тиличикский	Омолон-Каменско-Олюторский	Олойско-Слаутненско-Ачайваямский
Глубинное строение	Локализация локальных в надразломных локальных СВ впадинах верхнемелового и кристаллического фундаментов в эпоху тектоно-магматической олигоценовой гранитоидной активизации		
Рудовмещающие породы Au, Ag			
Вулканогены в целом	андезиты, дациты, риодациты, риолиты	дациты, риодациты, риолиты	андезиты, дациты
Особенности геологического строения			
Двучленное деление на площади:	Состав вулканических комплексов		
Западная	андезиты	андезиты	андезиты
Восточная	дациты, риодациты	дациты, риодациты	дациты, риодациты
Структурная позиция площадей			
Восточная	Приуроченность к локальной впадине в кровле К ₂ (0,5-1,5 км)	нет данных	нет данных
Западная	то же, (0,5-1,5 км)		
Западная	Приурочена к локальной впадине в кровле кристаллического фундамента Н> 4 км		
Восточная	то же, 7-8 км		
Общая площадь выходов, кв. км		1350	1000
Магнитное поле площадей			
Западной, андезитовый	Узкие полосы СЗ простирания знакопеременных локальных аномалий	то же	то же

1	2	3	4
Восточной, дацитовый	Безаномальное слабо отрицательное поле	то же	то же
Гравитационное поле площадей			
Западной, андезитовый	Отрицательное (10-12 ед.) локальный минимум	то же (8-20 ед.) с локальным минимумом (20-22 ед.)	то же (10-14 ед.)
Восточной, дацитовый	Эллипсоидный минимум СВ простирания (6-32 ед.) Длина=70 км d= 18-33 км	Эллипсоидный минимум СВ простирания (6-30 ед.) Длина=50 км d= 15-22 км	Эллипсоидный минимум СВ простирания (26-28 ед.) Длина=37 км d= 17 км
Геолого-геофизические характеристики			
Характеристики южных обрамлений вулканогенов	Терригенные отложения коряжской свиты (K ₂) с интрузиями гранодиорит-порфиров с оловянным оруденением с Cu, Pb, Zn	Терригенные отложения метчинской (K ₂) и эссоевской (K ₂) свит с интрузиями гранитов (P ₁) габбро-диоритов и габбро-долеритов (K ₂) зоны Ванэатского СВ разлома с Hg, Sn	Терригенные отложения эссоевской и коряжской свит (K ₂) с интрузиями гранитов, гранодиорит-порфиров, габбро-пироксенитов Ваежского поднятия

Примечание: ЗКВП – Западно-Камчатский вулканический пояс.

Выводы

1. Вулканические поля – Уннэйваяское, Гайчаваамское, Пальматкинское являются вулканогенами, слагающими на северной окраине Центрально-Коряжской (Укэляятской) тектонической зоны окраинный вулканический пояс на протяжении от побережья Пенжинской губы (г. Велолнык) до р. Пальматкина (на восточной границе Камчатского края).

2. Все три названных вулканогена являются завершением орогенной стадии затухания олигоценового вулканизма с гранитоидной активизацией. Вулканогены характеризуются одинаковыми геолого-геофизическими параметрами и показателями, включая минералогические, являются обособленными металлогеническими таксонами на уровне рудных районов и образуют серебрянорудную металлогеническую провинцию (зону).

3.VI.7.

Г.П. Яроцкий, М.О. Митрофанов «Серебрянорудная провинция северо-запада Корякии (геолого-геофизическое обоснование выделения)» (2013).

Приведены геолого-геофизические аргументы, доказывающие идентичность трёх вулканогенов Коряжской ветви Западно – Камчатско - Коряжского вулкани-

ческого пояса, которая проявлена вследствие их единого тектонического развития. Обосновывается выделение Северо – Западно – Корякской сереброрудной провинции (металлогенической зоны).

Введение

На северо-западе Корякского нагорья вдоль Пусторецко-Парапольской низменности (одноименного прогиба) установлены три вулканических поля олигоценна (рис. 103). Самое крупное из них с месторождениями Au и Sn, многочисленными проявлениями Au, Sn и Ag имеет название Уннэйваямского (рис. 109) и оформлено как Западно-Корякский рудный район (*Карта полезных ископаемых...*, 1999). Другие – не имеют столь широкого исследования и не получили металлогенического оформления. Нами она рассматриваются как возможные рудные таксоны на основе общности их тектонического положения. Полезные ископаемые вулканогенов говорят об уникальности их восточных площадей по широкому распространению серебряного оруденения высоких содержаний – такие уникалы на территории Камчатского края больше неизвестны. Этот факт и ряд, разрабатываемых автором (*Яроцкий, 2006, 2007*), положений связи металлогении и тектоники обратили внимание на более пристальное их изучение. Проведена систематизация и обобщение геологических и геофизических данных о вулканических полях по геологической, аэромагнитной и гравиметрической съёмкам (*Белюсов, Касьянюк, Желтухина, 2001 г.; Карта полезных ископаемых...*, 1999; *Корнилов, 1981*), данным МТЗ (*Мороз, 1991*).

Методика исследования

Методология основана на классических связях металлогении и тектоники. Методика – системный геолого-геофизический анализ рудоконтролирующих факторов локализации рудных районов, узлов, полей вулканогена. Обратимся к определению вулканических полей, как геоструктур вулканического пояса. *«Вулканоген – самостоятельное звено вулканических поясов, относящееся к особому генетическому типу тектонических структур, которые почти везде «срезают» уже сформированные складчатые образования; связаны с гранитоидными процессами активизации»* (*Тектоника...*, 1976, стр. 511). В этом определении заключён тектонический аспект происхождения геоструктуры и металлогенический смысл одновременно. Вулканы Центрально-Корякской структурно-формационной зоны (ЦКр СФЗ) (велолныкская серия) являются продуктом орогенной стадии развития пояса, несогласно залегают на образованиях поздне меловой «геосинклинальной» и насыщены гранитоидами. На всех вулканических полях проявлен в их центре гранитоидный магматизм (Мигитунупская, Инвалопинопская, Палаваямская интрузии). Интрузии являются источником рудообразования (Au, Ag, Sn, Hg, Sb).

Таким образом, площади выходов велолныкской серии вдоль южного борта Пусторецко – Парапольского прогиба относятся нами к вулканогенам с названиями: Уннэйваямский (Ун), Гайчаваамский (Гч) и Пальматкинский (Пм).

Методология связи минерации с тектоникой включает аспект особенностей тектоники активных окраин континентов в концепции глыбово-клавишной структуры земной коры. Она определяет роль поперечной СЗ разломной тектоники окраин в формировании условий локализации рудовмещающих и рудоносных комплексов, как региональных тектонических факторов образования структур рудных районов, узлов и полей.

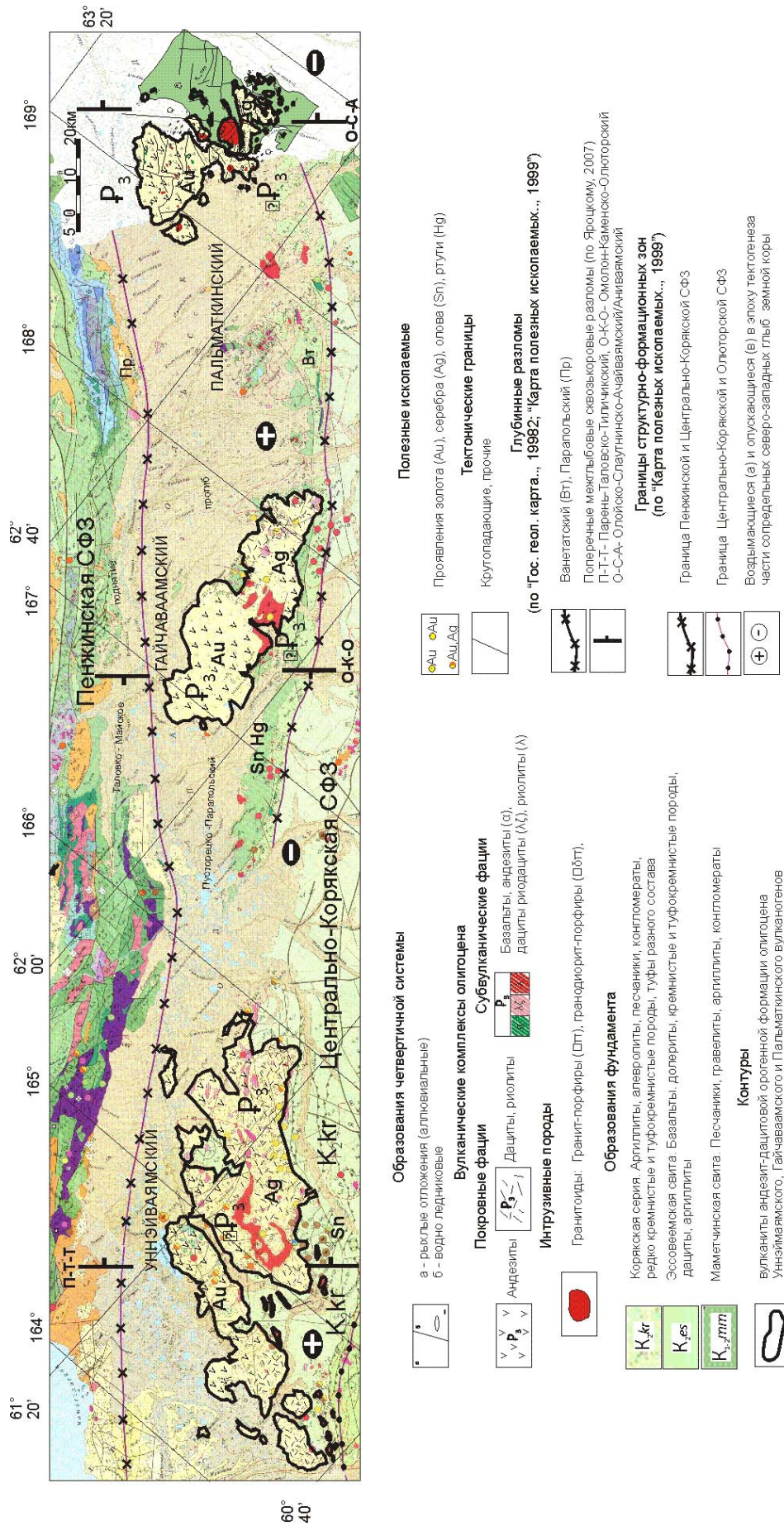


Рис. 103. Геологическая карта зоны сочленения Пенжинской и Центрально-Корякской структурно-формационных зон с положением Северо-Западно Корякских вулканогенов Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса («Карта полезных...», 1999; Еглевский, 1987 г; Яроцкий, 2007; с дополнениями).

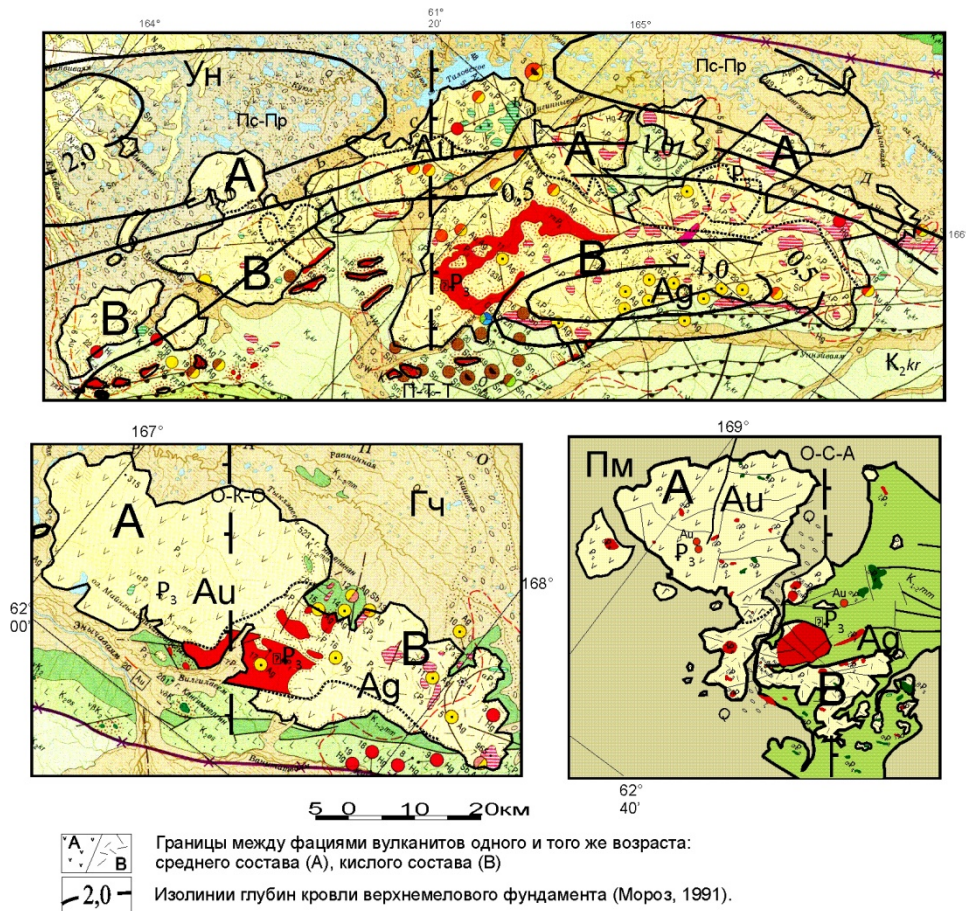


Рис. 104. Геологическая карта Северо-Западно-Корякских вулканогенов («Карта полезных ископаемых...», 1999; Евглевский, 1987 г; Яроцкий, 2007; с дополнениями).

Дополнения: Вулканогены: Уñ — Уññайва́ямский, Гч — Га́йчаваамский, Пм — Па́льма́ткинский.

Ширина индикационных геолого-геофизических признаков зон поперечных разломов СЗ простирания – 5-10 км. Среди них: геологические, геоморфологические, тектонические, минерагенические, геофизические $(\Delta T)_a$, Δg , геоэлектрические. Между разломами заключена последовательно от океана к СЗ серия локальных звеньев ряда сопредельных субпараллельных региональных разновозрастных продольных структур СВ простирания, нарастающих окраину континента в разное время его истории. Для рассматриваемой территории в направлении от океана к северо-западу это геоструктуры Олюторской и Центрально-Корякской и далее Пенжинской СФЗ (рис. 103).

Последовательная совокупность звеньев этих геоструктур, заключённых парой разломов, к СЗ от океана вглубь континента, объединяется в СЗ глыбу земной коры, т.е. разломы являются межглыбовыми. Они доверхнемеловые, длительные и стабильные, сквозные, трансрегиональные, размещаются вне зависимости от типа коры, пересекая переходную и континентальную древнюю кору региона. Более поздние разломы других направлений разрывают и смещают их.

Смещения подтверждаются и на космических снимках. Поэтому изображённые на рисунках линии разломов отражают генерализацию положения их зон без учета локальных разрывов и смещений.

Определены закономерности размещения поперечных межглыбовых СЗ разломов в Корякско-Камчатском регионе. Они ориентированы на северо-запад (310^0 - 330^0), расстояния между ними – 65-130 км (Камчатка), реже – 165-170 км (материк), определяются мощностью твёрдой коры и являются предельной длиной звена региональной продольной структуры и её специализированного рудного района.

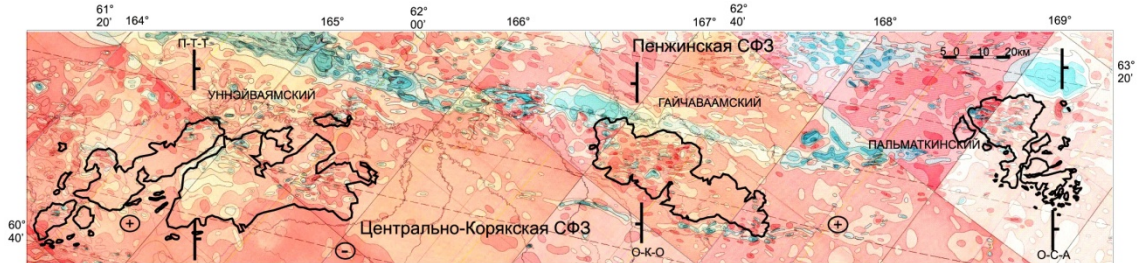


Рис. 105. Карта аномального магнитного поля зоны сочленения Пенжинской и Центрально-Корякской СФЗ с положением Северо-Западно-Корякских вулканогенов. Изолинии $(\Delta T)_\alpha$ (Корнилов, 1981, 1982; «Карта полезных ископаемых...», 1999; Евглевский, 1987 г;).

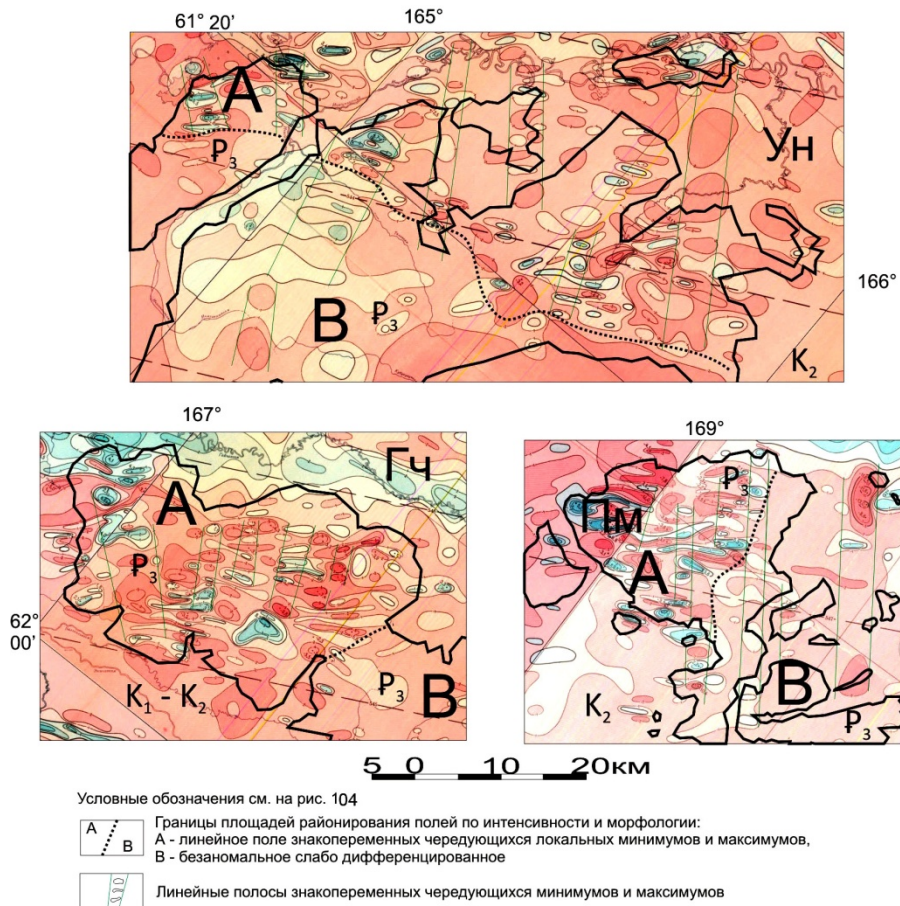


Рис. 106. Карта аномального магнитного поля Северо-Западно-Корякских вулканогенов. Изолинии $(\Delta T)_\alpha$ (Корнилов, 1981, 1982; «Карта полезных ископаемых...», 1999»). (Детализация с элементами районирования). Вулканогены: Ун – Уннэйваямский, Гч – Гайчаваамский, Пм – Пальматкинский.

Тектонической функцией межглыбовых разломов является обеспечение условий вертикальных движений сопредельных звеньев продольных СВ-х структур, то есть регулирования осадконакопления в разрезе коры. Это определяет и минерагеническую роль межглыбовых разломов, как региональных поперечных геохимических барьеров – ограничителей минерагенических таксонов звеньев продольных структур коры.

Продольными тектоническими барьерами в таких структурах служат СВ разломы, определяющие границы возрастных эпизодов осадконакопления в их звеньях. Они играют роль продольных геохимических барьеров, т.е. определяют ширину рудного района, равную в регионе, как правило, 30-50 км. Так локализуется тектоническое и минерагеническое положение звена продольной региональной структуры в составе глыбы с его однородными индивидуальными стратиграфическими и вещественными комплексами, геофизическими полями. Звенья определяют рудные районы площадью 3,5 – 8,2 тыс. кв.км. Приняты априори классические критерии выделения рудных таксонов: возраст, состав, минерагеническая специализация и тектоническая локализация рудовмещающих и рудоносных комплексов, характеристики их геофизических полей. Районы являются следствием направленного тектонического развития окраин континентов, и их размеры предельны и дискретны для всего Тихоокеанского рудного пояса (Яроцкий, 2006).

Результаты исследования

Положение трёх вулканогенов определяется разломной регматической региональной тектоникой на границе Пенжинской и Центрально-Корякской СФЗ, разделённых региональным Пусторецко-Парапольским прогибом и окаймленным выходами мезозойского фундамента (Карта полезных ископаемых..., 1999). Территория материковой части Корякско-Камчатского региона разбита серией поперечных межглыбовых разломов, сформировавших ряд глыб-клавиш земной коры. Три таких разлома проходят через названные вулканогены (рис. 104). И в месте пересечения ими южного борта прогиба (северной границы ЦКр СФЗ) зоны разломов стали причиной формирования локальных впадин и путями поступления магм в кору в олигоценый период тектоно-магматической активизации. Магматизм носит покровный, экструзивный и интрузивный характер, является умеренно-кислым и кислым по составу пород, слагающих андезит – дацитовую формацию, в металлогении отражен проявлениями Sn, Au, Ag, Hg.



Рис. 107. Гравиметрическая карта (Белюсов и др., 2001 г. Объяснительная записка к «Гравиметрической карте Камчатской области м-ба 1:500000») Северо-Западно-Корякских вулканогенов.

Вулканогены: 1 – Уннэйваямский, 2 – Гайчаваамский, 3 – Пальматкинский.

Мощность пород формации Уннэйваямского вулканогена (Ун) оценивается глубиной Уннэйваямской впадины верхнемелового фундамента – 1 км, отраженной в кристаллическом фундаменте также впадиной – 8 км (рис. 104). Мощность – Гайчаваамского (Гч) составляет 550 м (Государственная геологическая карта м-ба 1:200000. Серия Европольская. Лист Р-58-VIII, 1998). Изложенные тектонические критерии распространяются нами и на третий вулканоген – Пальматкинский.

Характерной особенностью вулканогенов является двучленное их деление на площади А и В (рис. 103, 104, 105, 107). На Гайчаваамском вулканогене западная половина представлена исключительно покровными андезитами с их экструзиями, аналогична картина и на Пальматкинском (Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Корякская. Лист Р-59-VII (г. Острая), 1987).

В первом – андезиты приурочены к западному и северному обрамлениям, при распространении кислых составов на юге-востоке. При этом, первые тяготеют к соответствующим бортам меловой впадины, вторые – к южной площади вулканогена. На площадях В развиты исключительно дациты, риолиты, липариты с их субвулканами. Другой характерной особенностью вулканогенов является их металлогеническая избирательность: с андезитами связано Au, Au+Ag оруденение, с кислыми – исключительно Ag.

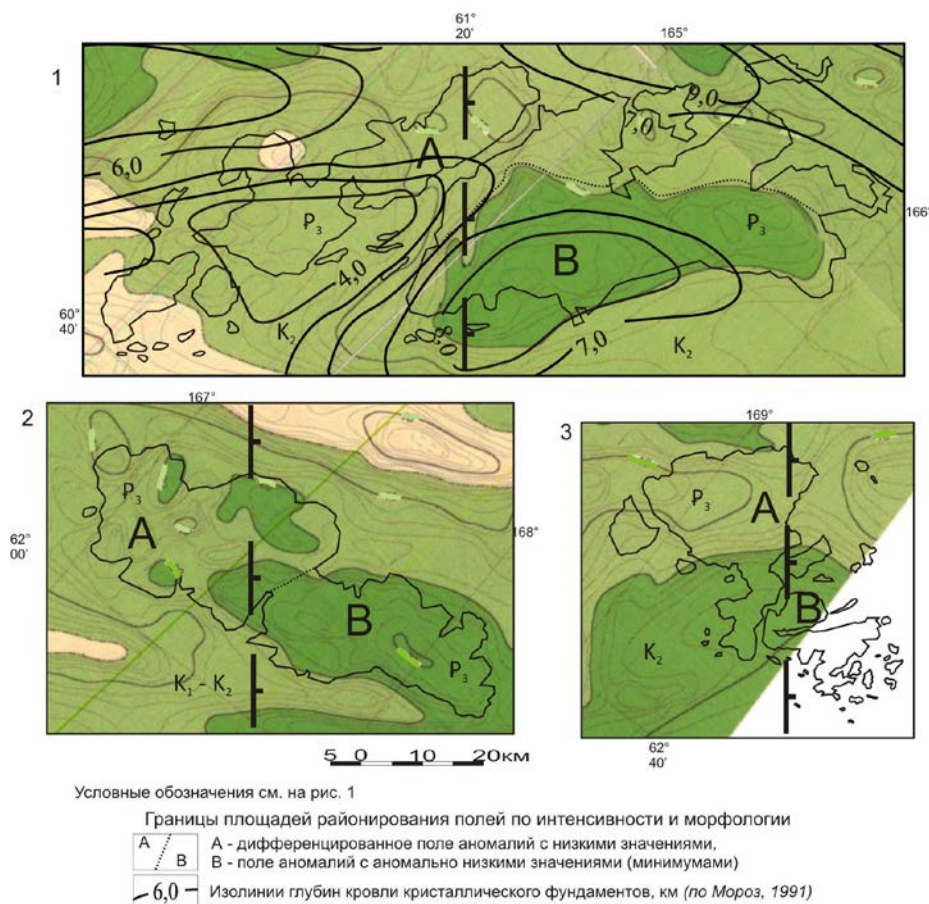


Рис. 108. Гравиметрическая карта (Белюсов и др., 2001 г. Объяснительная записка к «Гравиметрической карте Камчатской области м-ба 1:500000») Северо-Западно-Корякских вулканогенов.

Вулканогены: 1 — Уннэйваямский, 2 — Гайчаваамский, 3 — Пальматкинский.

Дифференциация пород площадей А и В отражена и в магнитном поле. Площади А характеризуются линейными полосами СЗ простирания, сложенными чередующимися локальными минимумами и максимумами. Площади В отражены слабо отрицательными безаномальными полями (рис. 106, 108). Объяснение разницы в морфологии и интенсивности поля относится к магнитной восприимчивости пород и их структурному положению. Кислые породы, включая интрузивные, немагнитны, чем объясняется их слабое проявление в магнитном поле $(\Delta T)_a$. Андезиты являются среднемагнитными образованиями (Яроцкий, Поляков, 1973). Структурное положение обеих площадей одинаково – для них характерны разломные нарушения и блоковые структуры. Поэтому в полях кислых пород иногда отмечаются локальные максимумы, как влияние магнитных оторочек магнетита на рудных телах, интрузиях. В целом локализация андезитов обязана системе СЗ нарушений, образующих полосы поля. Этот тип магнитного поля над андезитами установлен на Ветроваямском вулканогене (Яроцкий, 1997, 2006).

Общей характеристикой вулканогенов является приуроченность к гравитационным минимумам (рис. 107), которые отражают впадины в кровле мела и кристаллического фундамента. Вместе с тем, на Уннэваямском вулканогене минимум отражает и площадь распространения кислых пород с Аг. Локальные минимумы северного обрамления отражают отдельные блоки с андезитами. Характерным является и гравитационное поле Гайчаваамского вулканогена. Его минимум Δg приурочен к восточной площади исключительного распространения кислых пород. Характеристика Памльматкинского вулканогена в гравитационном поле в целом затруднена, так как он находится основной частью за границей карты (Карта полезных ископаемых..., 1999), но очевидно, что он тоже приурочен к минимуму (Белоусов и др., 2001 г.).

Выводы

Установлены закономерные связи минерагении и тектоники вулканогенов Корякской олигоценовой ветви Западно-Камчатско-Корякского палеогенового вулканического пояса.

1. Вулканогены – Уннэваямский, Гайчаваамский, Пальматкинский образованы на площадях пересечения южного борта Пусторецко-Парпольского прогиба с фундаментом Центрально – Корякской СФЗ поперечными межглыбовыми разломами: Парень-Таловско-Тиличикским, Омолон-Каменско-Олюторским и Олойско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским, соответственно.

2. Вулканогены сформированы в орогенный этап тектогенеза в олигоценовую эпоху гранитоидной тектоно-магматической активизации на Северо-востоке Азии, и приурочены к впадинам мезозойского и кристаллического фундаментов СВ простирания. Мощность их андезит-дацитовый формации – до 1000 м. Их структурная позиция отражена локальными гравитационными минимумами.

3. Вулканогены характерны локализацией вулканитов разного состава по обе стороны зон поперечных межглыбовых разломов: полями андезитовых покровов и субвулканов - на западе, и дацитовых, риолитовых, липаритовых покровов и субвулканов - на востоке.

4. С андезитами связаны подавляюще Au, Au-Ag, с кислыми – исключительно Ag.

5. Вулканогены имеют однотипные, ярко выраженные оригинальные магнитные поля на площадях развития андезитовых покровов, что характерно также для других вулканогенов миоцена и квартера юго-запада Корякского нагорья.

Приведенные закономерности и подобию являются объективными критериями отнесения всех трёх вулканогенов к рудным районам, и их совокупность – к Северо-Западно-Корякской сереброрудной провинции (металлогенической зоне).

3.VI.8.

Г. П. Яроцкий

«Закономерности размещения и прогноз рудных таксонов юго-запада Корякского нагорья».

Предложена схема закономерностей размещения известных и прогнозируемых минерагенических таксонов (рудных районов, узлов, полей) юго-запада Корякского нагорья. Таксоны обусловлены глыбово-клавишной тектоникой земной коры на активной континентальной окраине Северо-Востока Азии, проявлены в связи с её складчатым основанием и с вулканогенами разного возраста и состава, локализованы в звеньях серии продольных субпараллельных разновозрастных региональных структур северо-восточного простирания, последовательно наращающих континент к юго-востоку. Звенья объединены в глыбы коры северо-западного простирания, по размерам являются дискретными и предельными и определяют размеры рудных районов.

Введение

В Корякско-Камчатском регионе геолого-разведочными работами 70-90-х годов XX века оформлены серная, золотая, ртутная, угольная, газоносная, гидротермальная и гидроминеральная провинции с 22 рудными и рудно-россыпными районами (*Карта .., 1999*). Каталог к Карте (*Карта .., 1999*) содержит 1896 объектов, которые обеспечивают возможность прироста рудоносных площадей, в т.ч. в процессе камеральных исследований. Особенностью «Схемы металлогенического районирования» к Карте (лист 11) является незавершенность контуров её районов, неполное использование обширных фактических данных о полезных ископаемых в целях прогноза потенциально рудоносных площадей, геофизических материалов. Это обусловило недостаточность проработки методологических аспектов связи минерагении и тектоники, что предлагается восполнить настоящей работой. В опубликованной и архивной (фондовой) литературе предлагаемая авторская методология исследования и её методика неизвестны. Её основой является глыбово-клавишная структура земной коры активной окраины Северо-Востока Азии и блоково-клавишной – её верхних мел-палеогеновых ярусов.

Методология исследования определена концепцией связи минерагении с разломной тектоникой активных окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса (*Яроцкий, 1973; 1976; 1989; Тарасенко и др., 1973*) и последовательно конкретизировалась до формулировки основ прогноза минерагенических таксонов (*Яроцкий, 2006*). Авторские разработки, геолого-геофизические фактические данные и их интерпретация по Камчатке, Японии, Южной Америке, Новой Зеландии (*Яроцкий, 2007*) позволяют формулировать последовательность приближения к понятию рудного района как основного минерагенического таксона на активных восточных окраинах континентов в Тихоокеанском рудном поясе.

Методика исследования

Цель исследования – установить закономерности размещения известных рудных районов юго-запада Корякского нагорья и определить их роль как основного рудоносного таксона на активной окраине континента, аргументация на этой основе их полного оконтуривания и прогноз новых районов, как резерва прироста рудоносных площадей. Исследование выполнено в разрабатываемой автором концепции глыбово-клавишной структуры земной коры окраины континента.

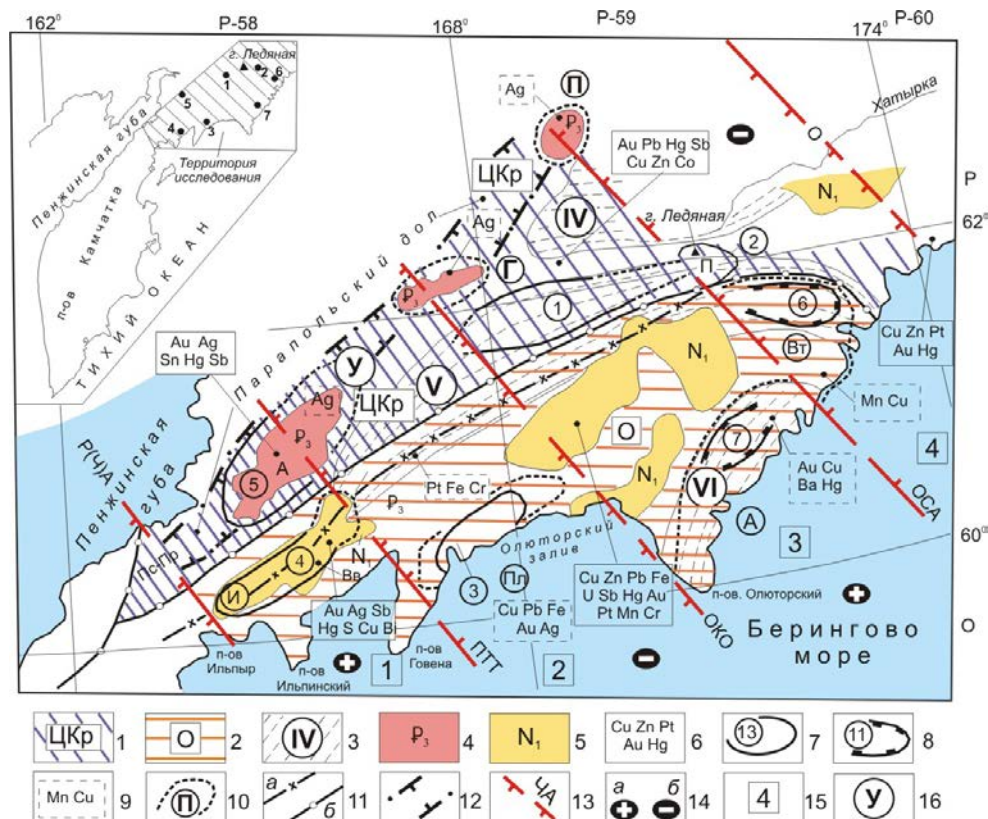


Рис. 109 Схема минерагенического районирования и прогноза рудоносных таксонов юго-запада Корякского нагорья («Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000. Лист 11. 1999»; с дополнениями).

Корякско-Камчатская металлогеническая область. Металлогенические провинции: 1 – ЦКр – Центрально-Корякская, 2 – О – Олюторская. Металлогенические зоны. 3 – складчатого основания: IV – Центрально-Корякская, V – Вывенская, VI – Таманваямская; металлогенические зоны наложенные, связанные с проявлением субаэрального вулканизма: 4 – олигоценевого возраста, 5 – миоценевого возраста; 6 – металлогеническая специализация провинций, зон. Районы. 7 – рудные: Ляпганайский (6), Центрально-Корякский (7), Западно-Корякский (8), Пылгинский (12), Ильпинский (13); 8 – рудно-россыпные: Сейнаровский (9), Вытынский (10), Ачайваямский (11).

Дополнения: 9 – металлогеническая специализация рудных районов по геологическим съёмкам м-ба 1:200 000; 10 – районы уточнённые и прогнозируемые, их специализация: Пл – Пылгинский (Hg, Cu, Zn, Pb, Fe, Au, Pt, Mn), А – Ачайваямский (Au, Cu), Вт – Ватынский (Mn, Cu), У – Уннэйваямский (Ag), Г – Гайчаваамский (Ag), П – Пальматкинский (Ag), И – Ильпинский (S, Au); 11 – тектонические границы: а – Вывенский глубинный разлом, б – южная граница Центрально-Корякской тектонической зоны (металлогенической провинции); 12 – границы Пусторецко-Парапольского прогиба (Пс-Пр); 13 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного направления (генерализация): Р(Ч)А – Ребро(Чемурнаут)-Анапкинский, ПТТ – Парень-Таловско-Тиличикский, ОКО – Омолон-Каменско-Олюторский, ОСА – Олойско/Аянско-Слаутненско-Ачайваямский/Аниваямский, О – Опухский; 14 – направления современных субвертикальных движений окончаний сопредельных глыб земной коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся, опаздывающие в воздымании; 15 – юго-восточные окончания глыб земной коры: 1 – п-вов Ильпырского, Ильпинского, Говена; 2 – залива Олюторского; 3 – п-ва Олюторского; 4 – Юго-Восточно-Корякских бухт; 16 – Вулканогены в т.ч. и их серебрянорудные районы: У – Уннэйваямский, Г – Гайчаваамский, П – Пальматкинский; Вв – Ветроваямский.

Дана детализация ряда районов с определением их рудных узлов и полей в блоково-клавишной структуре верхних ярусов коры, сложенных мел-палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Предмет исследования – разломно-блоковая тектоника и минерагения. Объект – территория юго-запада Корякского нагорья от Камчатского перешейка до восточной границы Камчатского края, с северной границей по Паропольскому долу. Территория исследования не имеет изданной тектонической схемы, описана в статье С.Е. Апрелькова с соавторами (1997), её данные использованы нами при тектонической привязке рудных районов в региональных структурах. Связь тектоники и минерагении в этой статье не рассматривается.

Рассматриваемая территория является провинцией Корякско-Камчатской металлогенической области (рис. 109) с минерагеническими таксонами – 12 районами. Их металлогеническая специализация взята со «Схемы...» и дополнена нами по Государственным геологическим картам СССР и РФ м-ба 1:200 000.

При исследовании закономерностей размещения и прогноза рудных районов нами, априори, принято металлогеническое районирование «Схемы...» которое рассмотрено в приложении к контексту разрабатываемых авторских положений методологии о глыбово-клавишной структуре земной коры активных Тихоокеанских окраин континентов (Яроцкий, 2007). На рисунке приведены районы: известные – без изменения контуров, с уточнёнными границами и прогнозируемые нами. В начале описания районов приводится их площадь согласно «Схемы...», в конце – согласно концепции глыбово-клавишной структуры земной коры.

Методология глыбово-клавишной структуры земной коры (Яроцкий, 1989, 2006а, 2007, 2007б) исследования определила методику выявления роли разломной тектоники окраин континентов в формировании условий локализации рудомещающих и рудоносных комплексов, как региональных тектонических факторов образования структур рудных районов, узлов и полей. Они являются одновременно региональными и локальными минерагеническими факторами. Таким образом, методом исследования является геолого-геофизический анализ рудоконтролирующих факторов локализации рудных районов, узлов, полей.

Разломная тектоника и минерагенические факторы установлены авторскими системными исследованиями (1968-2009 гг.) обширных геологических данных (съёмки масштабов 1:200000 – 1:10000), авторской интерпретацией (качественной и количественной – трансформация) полей гравиметрической съёмки м-бов 1:1000000 и 1:200000, аэромагнитной – м-бов 1:200000 и 1:50000 (1:25000), детальных комплексных геофизических съёмки м-бов 1:25000 – 1:5000. Итогом исследований является концепция глыбово-клавишной структуры земной коры и блоково-клавишной – её верхних вулканогенно-осадочных ярусов и связь с ними минерагенических таксонов Корякско-Камчатского региона (Яроцкий, 1989; 2006а; 2007).

Методика – системное геолого-геофизическое системное исследование, позволившая определить положение поперечных межглыбовых разломов северо-западного простирания, как поперечных границ обособленных стратиграфических таксонов звеньев продольных северо-восточных региональных структур структурно-формационных зон (СФЗ), со своими, только для них характерными, геологическими и геофизическими полями. Разломы имеют длительную доверхнемеловую историю, в процессе которой активизация тектонических движений приводила к их локальным смещениям, преимущественно по отдельным северо-

восточным направлениям, поэтому изображённые на рисунке линии разломов отражают генерализацию их положения, т.е. без учёта локальных разрывов и смещений. Смещения подтверждаются и на космических снимках, равно как и их трансрегиональный характер (*Структуры...*, 1984).

Приняты априори классические критерии выделения рудных таксонов: возраст, состав, минерагеническая специализация, тектоническая локализация рудовмещающих, рудоносных комплексов, характеристики их геофизических полей.

Кроме локализации звеньев продольных структур между двумя поперечными разломами выявлена локализация орогенных структур в зонах таких разломов, когда они пересекают сочленения двух продольных тектонических структур. Здесь они образуют вулканогены с источниками рудоносности. Вулканогены (*Тектоника...*, 1976) «... самостоятельное звено вулканических поясов, относящееся к особому генетическому типу структур, которые почти везде «срезают уже сформировавшиеся складчатые образования; связаны с гранитоидным процессом активизации» (*Тектоника*, 1976; стр. 511).

Региональные тектонические факторы локализации рудовмещающих комплексов рудных районов Юго-запада Корякского нагорья

На юго-западе Корякского нагорья (Ильпинский район, ранее – Северо-Камчатский сероносный), на Камчатском перешейке и на Камчатке – на трёх площадях, автором в результате интерпретации геолого-геофизических данных выделена и классифицирована закономерная система региональных тектонических и стратиграфических факторов рудных районов, играющих и минерагеническую роль (*Яроцкий*, 1976; 1989). В этом контексте рассмотрим ряд районов территории.

Районы с уточнёнными границами.

На примере *Ильпинского района* (рис. 90, 93, 94) приведём факторы, локализирующие условия его формирования как минерагенического таксона. Здесь главной магмаконтролирующей структурой района является зона продольного Вывенского (В-СВ 600) глубинного разлома (ширина 15-20 км) северо-западного падения. Разлом блокового строения фундамента с диоритовым комплексом – источником рудоносных флюидов, отражённых цепью линейно-блоковых гравитационных максимумов. Зона фиксирует ЮВ-ую окраину верхнемелового континента Северо-Востока Азии и в миоцене является источником формирования рудовмещающего комплекса (среднего-основного состава), залегающего на его фундаменте – Ветроваямского вулканогена (Вв) СВ-го простирания. Цепь линейно-блоковых максимумов зоны разделена СВ секущими субкамчатскими (простирание СВ – 400) разломами, по которым и происходили излияния пород комплекса. К СЗ от Вывенской зоны вулканоген выполняет надразломный грабен на ЮВ окраине континента. В магнитном поле породы комплекса отражены знакопеременным полем с локальными аномалиями и узкими (3 – 10 км) линейными (простирание СВ – 400) зонами корреляции локальных максимумов. Аномалии поля фиксируют группы субпараллельных нарушений, зоны сланцеватости, смятия и надвиговых чешуй с мелкими экструзивно-интрузивными телами среднего – основного состава. Такие структуры являются рудоконтролирующими (*Томсон, Фаворская*, 1973).

Ортогонально (с простиранием 310^0 – 330^0) Вывенской зоне, субпараллельно поперечным межглыбовым Чемурнаут-Анапкинскому и Парень-Таловско-

Тиличикскому разломам (*рис. 109*) северо-западного, алеутского направления, заложена в вулканогене система поперечных субалеутских зон разломов в виде протяжённых – СЗ-го простирания – полос сбросов и зон дроблений шириной 1-8 км. В поле силы тяжести они установлены как протяжённые (66 км и более) полосы, шириной 10-15 км, закономерно чередующихся локальных максимумов и минимумов трансформированного гравитационного поля (радиусы осреднения 6, 10 16 км). Максимумы отражают поднятые, минимумы – опущенные разноамплитудные блоки фундамента. Блоки формируют полосы из серии протяжённых (десятки км) СЗ-х линейных горстовых структур, разделяемых через 25 – 30 км субпараллельными им линейными грабеновыми блоковыми структурами, отражёнными минимумами поля. Положение субкамчатских и субалеутских разломных дислокаций отражает симметрию подобия (*Шафрановский, Плотников, 1976*) в расстоянии и простирании.

В структуре СЗ-х субалеутских зон на поверхность в поднятых локальных блоках выведены рудоносные (сероносные, золотоносные) массивы вторичных кварцитов. Они также располагаются симметрично, отражая релаксацию напряжений в миоценовом ярусе коры (*Яроцкий, 2007*).

Вторичные кварциты с S, Au, Ag, Cu, Hg W, Mo и др. имеют латеральную температурную зональность распределения породообразующих и рудных минералов в направлении от зоны Вывенского глубинного разлома к СЗ, т.е. миграционную минеральную зональность массивов. Это характеризует СЗ поперечные линейные горстовые зоны как рудоконцентрирующие (*Томсон, Фаворская, 1973*). В них в Вывенской зоне и её надразломном грабене образуются сернорудные узлы площадью около 250 кв. км. На участках пересечения рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих структур в узлах массивов образуются сернорудные поля площадью около 70 кв. км с крупными месторождениями. Известны три узла и прогнозируются ещё три (*Яроцкий, 2006а*).

Симметрия подобия расположения разломных дислокаций – структур закономерно отражена и в симметрии рудных узлов.

Тектонические условия блоково-клавишной структуры миоценового яруса, локализирующие рудовмещающий комплекс вулканогена, являются одновременно и минерагеническими факторами. Это позволяет замкнуть контур Ильпинского рудного района на СВ Ветроваямского вулканогена (*рис. 109*). Район площадью около 6000 кв. км целиком локализован только в современном воздымающемся звене глыбы системы полуостровов Ильпырского, Ильпинского и Говена, заключённого между поперечными межглыбовыми Ребро (Чемурнаут)-Анапкинским и Парень-Таловско-Тиличикским разломами (*Яроцкий, 2007*).

Схема расположения тектонических и минерагенических факторов локализации рудовмещающих комплексов в звеньях продольных СВ региональных структур и прогноз рудных таксонов определены автором и на ряде площадей Камчатки (*Яроцкий, 1989*) и является основой нижеприведенного исследования.

Ачайваямский район занимает территорию бассейнов рек Аниваям, Мачевна, Кустовка. На «Схеме...» (*Карта полезных ископаемых..., листы 3, 4, 7, 8; 1999*) его металлогеническая специализация не указана, а площадь (1400 кв. км) не имеет замкнутого контура.

Территория расположена на Берингоморском поднятии, отражённом мозаичным магнитным и положительным гравитационным полем, оконтуренным изомалом 20 мГл. В схеме глыбово-клавишной структуры коры она приурочена к

юго-восточному окончанию современной клавиши воздымающейся глыбы Олюторского полуострова. Здесь, на единственной площади юго-запада Корякии, локализируются рудовмещающие туфогенно-кремнистые образования ачайваямской свиты (маастрихт) (*Карта полезных ископаемых...*, листы 7, 8; 1999). Они картируются в блоках, обрамлённых с севера вулканогенно-кремнистыми блоками ватынской серии (кампан). Северо-западные внутриглыбовые рудоконцентрирующие зоны разломов (Качестанский, Аниваямский, Кадеккунский, Вильлейкинский, Таманваямский) (*Косько и др., 1972*) в рудовмещающих образованиях отражают симметрию положения, простирания и размеров и контролируют рудоносные габброиды, являясь рудоконцентрирующими структурами. С габброидами ассоциируют халькопирит, азурит, малахит, барит с Ti, V, Cu, Zn, подтверждающие минеральную миграционную зональность. Известны россыпи и ореолы рассеяния Au и Ag. Индикационным геохимическим элементом тектоники является Ba.

Территория рудовмещающих образований миоцена заключена исключительно между поперечными межглыбовыми разломами: Омолон-Каменско-Олюторским (ОКО) и Олойско/Аянско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским (ОСА). Площадь 8200 кв. км.

Центрально-Корякский район с незамкнутым контуром расположен на западных отрогах вершины Корякского нагорья – г. Ледяной, характеризуется Au, Ag (*Карта полезных ископаемых...*, листы 3, 4, 11; 1999). Площадь 1200 кв. км.

Район расположен в Центрально-Корякской (Укеляятской) тектонической зоне. В схеме глыбово-клавишной структуры земной коры он приурочен к площади в зоне поперечного Олойско/Аянско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского межглыбового разлома – на границе звеньев воздымающейся глыбы Олюторского полуострова на западе и опускающейся – Юго-Восточно-Корякских бухт на востоке.

Рудовмещающие – осадочные образования корякской серии (кампан) с проявлениями Au, Hg и «ураганными» (десятки сотен г/т) содержаниями Ag, обрамлёнными ореолами рассеяния Sn. Их площадь локализуется в выступе нижнего мела (готерив), блоках ватынской серии (кампан) и осадочной вальэнской свиты (палеоцен) с мелкими интрузиями гранитоидов олигоцена. Известны проявления и ореолы Sn, As, Hg.

Магнитное поле – безаномальное слабоотрицательное, в гравитационном – рудовмещающие образования отражены локальным (10×20 км) глубоким (-60 ÷ -62 мГл) минимумом, на южной периферии которого расположены проявления Sn, Au, Ag, As.

Тектоническая позиция, насыщенность площади ассоциациями Sn с Ag, гранитоидный магматизм и малая площадь характеризуют её, как оловорудный узел, названный нами условно Перевальным, с площадью около 600 кв. км. Его близким аналогом может рассматриваться Айнаветкинский узел.

Ляпганайский район. На «Схеме...» (*Карта полезных ископаемых...*, листы 3, 11; 1999) район не имеет завершённых контуров, специализация исключительно ртутная. Площадь 2625 кв. км.

Район расположен в Центрально-Корякской (Укеляятской) тектонической зоне. В глыбово-клавишной структуре земной коры он приурочен к продольному звену северо-восточного грабен-синклинория (*Карта полезных ископаемых...*, лист 3; 1999), отчётливо локализованного между поперечными Олойско/Аянско-

Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским и Омолон-Каменско-Олюторским разломами. Рудовмещающий комплекс – породы ватынской серии и вальэнской свиты, простирается от западной границы Центрально-Корякского района к ЮЗ на 150 км. Комплекс картируется в несогласном (тектоническом и стратиграфическом) залегании с образованиями корякской серии, фиксируя ось грабен-синклинория. Именно в его полосе ЮЗ простираются породы насыщены исключительно проявлениями Hg. В гравитационном поле территория приурочена к южной части обширной, самой глубоко отрицательной области юго-запада Корякии, которая оконтуривается изоаномалой -20 мГл. В магнитном поле территория отражена характерной обширной отрицательной (-2 ÷ -4 мЭ) областью с эпизодическими локальными минимумами. Площадь рудовмещающего комплекса 3750 кв. км.

Ватынский район на северо-востоке края занимает площадь бассейнов Ватыны и правобережья Ильпивеем (*Карта полезных ископаемых..., листы 3, 4; 1999*). Распространены многочисленные (19) рудопроявления Mn, менее – Cu и ореолы рассеяния Hg. Площадь 1950 кв. км.

Район расположен на востоке Берингоморского поднятия. В схеме глыбово-клавишной структуры он приурочен к его опускающемуся звену на южном окончании глыбы Юго-Восточно-Корякских бухт. Звено по простираению ограничено поперечными Олойско/Аянско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским и Опухским межглыбовыми разломами. В восточной части развиты образования корякской серии, граничащие на западе с покровными рудовмещающими образованиями ватынской серии.

Район нами ограничивается контуром выходов рудовмещающих образований, представленных трапецевидным в плане блоком северо-западного (315⁰) простираения от побережья до г. Ледяная, шириной около 45 км. Северо-западная ориентировка блока указывает на тектоническое влияние глыбы на условия локализации рудовмещающего фактора и самой площади района – в отличие от северо-восточного простираения всех районов юго-запада нагорья.

Марганец рудовмещающих образований – индикаторный геохимический маркер пород приморских региональных структур всех современных опускающихся звеньев глыб земной коры Корякско-Камчатского региона, в т.ч. и в подземных водах источников (Яроцкий, 2006). Площадь 5175 кв. км.

Пылгинский район расположен на побережье Олюторского залива. Его металлогеническая специализация, такая же как для всей Олюторской провинции. Площадь 1800 кв. км.

Район расположен в звене-клавише Говенско-Пылгинского прогиба СВ-го простираения. В схеме глыбово-клавишной структуры коры он приурочен к юго-восточной части современной опущенной глыбы Олюторского залива и ограничен Парень-Таловско-Тиличикскими и Омолон-Каменско-Олюторскими межглыбовыми разломами.

Контур района на «Схеме...» (*Карта полезных ископаемых..., 1999*) ограничивает в его центре ядро горст-антиклинория, сложенное образованиями туфокремнистой инетываямской свиты (K₂-□₁), с надвинутыми вулканогенными образованиями хакинской свиты (маастрихт). Ядро обрамляется вулканогенно-осадочными породами ивтыгинской свиты (□□₁). На флангах горста – образования иночиваямской свиты (□₁) и ильпинской серии (□₂ - □₃) с мелкими телами диоритов, гранодиоритов, дацитов □□₃ и субвулканами базальтов (Q).

В гравитационном поле территория отражена ярко обособленной зоной положительных локальных аномалий. С севера и востока она по ступени обрамляется отрицательным полем ($-10 \div -20$ мГл), на юге – положительным (10-14 мГл) полем северной части Олюторского залива. В западной части зоны два локальных максимума, в восточной – безаномальное поле, которое к востоку резко переходит в обширное отрицательное. Граница между ними отражает положение южного окончания поперечного межглыбового Омолон-Каменско-Олюторского разлома.

Образования горста и его обрамления являются рудовмещающим комплексом с рудоносными интрузивными и жильными телами, зонами метасоматоза. Он подавляюще локализован между двумя поперечными Парень-Таловско-Тиличикскими и Омолон-Каменско-Олюторскими межглыбовыми разломами. В современном тектоническом плане звено с ядром горста находится в режиме опускания, о чём говорит раздвоение ядра заходящими с востока языками апукских базальтовых компенсационных покровов квартала (*Карта полезных ископаемых..., лист 7, 1999*), развитых широко к востоку в воздымающемся звене глыбы Юго-Восточно-Корякских мысов. Комплекс локализуется подавляюще в локальных поднятых блоках звена глыбы, ограниченных нарушениями СЗ-го простириания. Блоки слагают линейные горстовые структуры, подобные рудоконцентрирующим структурам Ильпинского района, расположенного юго-западнее.

В минерагении ведущую роль играют Au, Ag, Zn, Hg, Sb и многочисленные проявления Cu с Fe. Геохимическими маркерами опущенного звена горст-антиклинория являются Fe, Mn, P.

Границы района оконтуриваются по локализации рудовмещающего комплекса. Его длина – около 150 км, ширина, в среднем, 40 км, площадь 6000 кв. км.

Сейнаровский район расположен в узкой полосе выходов меланократового фундамента на границе Центрально-Корякской и Олюторской тектонических зон. Его металлогенической специализацией является Pt и платиноиды с крупным россыпным месторождением. Район не замкнут на юго-западе и северо-востоке. Его площадь в контуре около 2500 кв. км.

В схеме глыбово-клавишной структуры земной коры район, согласно данным МТЗ (*Мороз, 1991*), тяготеет к центральной, наиболее прогнутой, части опускающейся глыбы Олюторского залива, выраженной Вывенской впадиной в кровле мелового (3 км) и кристаллического (10 км) фундамента.

Рудовмещающими являются породы фундамента, представленные аллохтонном вулканогенно-кремнистого комплекса ватынской свиты (кампан) с сопутствующими ему телами рудоносных интрузий габбро и гипербазитов Гальмознанского массива (*Карта полезных ископаемых..., 1999*). Аллохтон перекрывает флишоидные образования корякской серии и, вместе с рудоносными интрузиями, интенсивно насыщен разломными нарушениями разных направлений. Блоки имеют СЗ-е простириание, разграничены серией разломов через 10–15 км, отражают симметрию подобия размеров и расстояний между ними. В блоках локализируются тела гипербазитов, образующие рудные поля размером 5 x 15 км. Платине в рудных телах сопутствуют Cr, Ni, Co. Рудопроявлениям сопутствуют россыпи Сейнав-Гальмознанского узла (*Карта полезных ископаемых..., лист 7, 1999*), общая площадь которого около 650 кв. км. Его интрузии, совокупность геофизических характеристик и положение в глыбе говорят об уникальности этого феномена в Корякском нагорье. По совокупности характеристик это рудный узел.

В магнитном поле площадь отражена локальными максимумами (14 и 5,7 мЭ), обрамлёнными с севера минимумами (-5 мЭ). Они находятся на северо-западе крупного СВ локального минимума (длиной 46 км, шириной 5 – 9 км), единственного по форме, размеру и интенсивности на юго-западе Корякского нагорья, локализованного в центре опущенной глыбы Олюторского залива. В гравитационном поле площадь отражена локальными минимумами (-6 ÷ -8 мГл), совпадающими с контурами гипербазитов. Они осложняют линейную ступень, которая отражает северную границу протяжённой (около 300 км) аномальной полосы включая зоны Вывенского глубинного разлома и локальных максимумов (36-30 мГл), фиксирующих южную окраину верхнемелового континента на границе с Олюторской тектонической зоной (металлогенической провинцией).

Рудовмещающий ватынский комплекс с сопутствующими гипербазитами заключён между поперечным Парень-Таловско-Тиличикским и Омолон-Каменско-Олюторским межглыбовыми разломами на протяжении 130 км. Добавим, что это своеобразный гипербазитовый экзот на юго-западе нагорья. Площадь комплекса примерно 3400 кв. км с Сейнав-Гальмознанским рудным узлом.

Рудные районы уточнённые и прогнозируемые.

Выделяются районы, с общими геологическими и геофизическими характеристиками, среди которых главный признак: все они приурочены к территориям уникальных образований в регионе – орогенным вулканогенам велолныкской серии олигоцена. Их формирование связывается с гранитоидной тектономагматической активизацией на северной окраине верхнемеловой Центрально-Корякской тектонической зоны в полосе её сочленения с продольным Пусторецко-Парапольским прогибом (Пс-Пр) северо-восточного простирания. В месте пересечения этого сочленения поперечными Парень-Таловско-Тиличикским (П-Т-Т) и Омолон-Каменско-Олюторским и Олойско/Аянско-Слаутненско-Ачайваямским/Аниваямским (ОСА) межглыбовыми разломами, сформированы Уннэйваямский, Гайчаваамский и Пальматкинский вулканогены, соответственно, как рудовмещающие комплексы трёх рудных районов. Изложение начнём с Западно-Корякского района, получившего статус рудного согласно «*Карте полезных ископаемых...*, 1999». Он включает три разных рудовмещающих комплекса с тремя подавляющими проявлениями Au, Ag и Sn минерализацией. Поэтому он отнесён к уточняемой категории.

Западно-Корякский район расположен на юго-западе Центрально-Корякской металлогенической провинции. Приурочен к Уннэйваямскому вулканогену с крупнейшей в нагорье Мигитунупской интрузией гранитоидов (*Геологическая карта...*, 1975). Его металлогеническая специализация – Au, Ag, Sn, Sb, Hg. Контур района на «Схеме...» (*Карта полезных ископаемых...*, листы 7, 11; 1999) включает западную часть вулканогена с Au и Sn и открыт на северо-восток. Площадь приурочена, согласно данным МТЗ (*Мороз, 1991*), к впадинам по верхнемеловому и кристаллическому фундаментам с глубинами около 1,5 и 7-8 км, соответственно.

Рудовмещающие комплексы района – вулканиты олигоцена с Au, Ag, Sb, Hg и образования фундамента (корякская серия) с оловом на его южном фланге. Поэтому он не является классическим металлогеническим таксоном.

Магнитное поле района отрицательное (до -3 мЭ), почти безаномальное. В гравитационном поле район отражён СВ прямоугольным минимумом (до – 26

мГл), очерченным изоаномалой -14 мГл на восточной части площади размером примерно 25 x 65 км. Восточная площадь минимума совпадает с контуром впадины в кровле кристаллического фундамента (7 – 8 км) и выходами кислых вулканитов вулканогена. Западная часть района характеризуется минимумом (до -10 мГл) размером 40 x 45 км с локальными аномалиями 5 –15 км и глубиной кристаллического фундамента 4 км.

Район делится на две указанных выше площади, принципиально различных по ряду вещественных признаков. На Западной – подавляюще распространены покровы и субвулканические фации среднего состава (андезиты) с Au-Ag проявлениями и месторождением золота Аметистовое (*Карта полезных ископаемых...*, листы 7, 11; 1999), с геохимической примесью Sn, и рассматривается как золоторудная. Площадь распространения рудовмещающего комплекса около 1500 кв. км.

Площадь Восточная сложена исключительно кислыми покровами и субвулканическими фациями (риолиты) с исключительно высокими содержаниями Ag (до первых десятков тыс. г/т). Площадь серебровмещающего комплекса приурочена к впадине в кристаллическом фундаменте и рассматривается нами как Уннэиваямский сереборудный район с площадью около 3200 кв. км.

Айнаветкинский узел на южном фланге Западно-Корякского района.

Олово в контуре района на «Схеме...» (*Карта полезных ископаемых...*, листы 6, 7, 11; 1999) известно на ограниченной площади аллохтона флишоидных отложений корякской серии в блоке, насыщенном мелкими (2 – 7 кв. км) линейными интрузиями гранитоидов. Отложения выходят полосой (ширина 12 – 20 км) к югу 3 – 12 км от интрузии, обрамляя её, и входят в вулканический комплекс двух выше названных площадей с Au и Ag.

Геологические взаимоотношения рудовмещающих комплексов в Западно-Корякском районе говорят о едином источнике рудоносности в Уннэиваямском вулканогене и на прилегающей с юга площади верхнемеловых образований – интрузивном гранитоидном комплексе Мигитунупской интрузии. Он возник во время тектоно-магматической активизации олигоцена в зоне пересечения сочленения Центрально-Корякской тектонической зоны с Пусторецко-Парапольским прогибом поперечным Парень-Таловско-Тиличикским межглыбовым разломом.

Таким образом, в Западно-Корякском районе фактически выделяется три металлогенических таксона. Западная его часть рассматривается как золоторудный узел, южная – оловорудный, восточная – исключительно сереборудная. Их объединение в один район целесообразно с геолого-экономических позиций. Общая площадь района, таким образом, составит в замкнутом контуре около 5750 кв.км.

Вместе с тем, с позиции классической металлогении целесообразно из Западно-Корякского района вычесть Западную и Восточную площади с Au, Ag и включить их в сереборудный район.

Гайчаваамский прогнозируемый район расположен в 130 км к СВ от Уннэиваямского вулканогена (*Карта полезных ископаемых...*, листы 3, 7; 1999). Он связан с Гайчаваамским вулканогеном с малыми интрузиями гранитоидов, образующими Ильвапинонскую интрузию. По составу вулканитов район, как и Уннэиваямский вулканоген, делится на две площади. Западная – исключительно с покровами и субвулканическими фациями среднего состава (андезиты) и редкими проявлениями Au, Ag. Восточная – исключительно с кислыми покровами и субвулканическими фациями (дациты, риолиты), и интенсивным исключительно Ag ору-

денением. В прилегающих к вулканогену на юге породах эссоевской свиты (кампан) сконцентрированы проявления Hg, As, Sb (площадь около 350 кв. км), рассматриваемые как рудный узел.

В магнитном поле характеристика обеих площадей полностью идентична двум вышеописанным площадям Уннэйваямского вулканогена. В гравитационном поле вулканоген описывается изоаномалой на севере и западе – -12 мГл, на востоке и юге – -20 мГл, с интенсивностью в контуре -26 мГл, образуя прямоугольную аномальную зону размером 25 × 55 км, близкую по форме Уннэйваямскому вулканогену.

Полная идентичность морфологии и интенсивности гравитационного и магнитного полей, состава вулканитов и минерализации Гайчаваамского и Уннэйваямского вулканогенов предполагают и идентичность глубинного строения Гайчаваамского вулканогена и определяют его как серебрянорудный район. Площадь рудовмещающего комплекса около 2250 кв. км, с учётом ртутного узла – около 2600 кв. км.

Пальматкинский прогнозируемый район расположен в 130 км к востоку от Гайчаваамского района (Карта полезных ископаемых..., лист 3; 1999). Здесь выделяется Палаваямский (*название наше*) вулканоген, образованный велолныкской (автоваамской свитой) серией олигоцена на площади около 1500 кв. км с рядом малых интрузий гранодиоритов в центральной части. (Площадь ограничена лишь территорией Камчатского края – фактически превышает около 2,5 кв. км.) И на этой территории распространения рудовмещающего велолныкского вулканического комплекса везде имеются Западная и Восточная площади, так же как и на двух ранее названных территориях. Металлогения вулканогена (Ag, Hg, Sb) связана с рудовмещающими кислыми вулканитами велолныкской серии (риолиты, дациты) и андезитами (Au). Магнитное поле идентично полям Уннэйваямского и Гайчаваамского вулканогенов, в гравитационном поле территория также описывается изоаномалой -14 мГл с интенсивностью в контуре -26 ÷ -28 мГл.

Все три вулканогена приурочены к одной продольной региональной структуре сочленения Паропольско-Пусторецкого прогиба и верхнемелового фундамента Центрально-Корякской тектонической зоны; сформированы на площадях пересечения поперечными межглыбовыми разломами в олигоценовую тектономагматическую гранитоидную активизацию; локализованы в надразломных впадинах верхнемелового и кристаллического фундаментов, образовавшихся на площадях пересечения поперечными межглыбовыми разломами; их рудовмещающими комплексами являются одинаковые по составу покровы, субвулканические тела и интрузии велолныкской серии олигоцена; металлогения их однотипна, с подавляющим преобладанием Ag; для них характерна минерализация Sn и Hg в прилегающих рудовмещающих комплексах верхнемелового фундамента; они характеризуются однотипными гравитационным и магнитным полями, их площадные размеры одного порядка.

Совокупность приведённых признаков становится критерием – аргументом в определении единого тектонического и металлогенического механизма формирования вулканогенов и их рудных районов. Этим механизмом является глыбово-клавишная структура земной коры.

Признаки являются закономерностями размещения региональных тектонических и металлогенических факторов, отражая единство механизма образования вулканогенов и их металлогении (подавляюще Ag) во время олигоценовой грани-

тоидной тектоно-магматической активизации. Три прогнозируемы рудны района объединяются нами в Северо-Западно-Корякскую сереброрудную провинцию (или металлогеническую зону).

Выводы

1. Поперечные межглыбовые разломы окраины континента Северо-Востока Азии обеспечили тектоническую локализацию рудовмещающих таксонов с их комплексами в звеньях ряда продольных северо-восточных региональных структур, а также в местах пересечения ими сочленения Центрально-Корякской (Укэ-ляйтской) тектонической зоны с Пусторецко-Парапольским прогибом с формированием рудовмещающих олигоценовых вулканогенов.

2. Положение рудных и рудно-россыпных районов юго-запада Корякского нагорья даёт основание определить соотношение площадей их металлогенической специализации с тектоникой земной коры. Согласно глыбово-клавишной структуре земной коры и выявленным закономерным связям, основным минерагеническим таксоном активной окраины континента является рудный район с его узлами и полями.

3. Минерагенические таксоны юго-запада Корякского нагорья предельны и дискретны по размерам рудовмещающих комплексов и составляют, кв. км: рудные районы – 2600-8200, узлы – 250-680, поля – 60-150.

4. В общей схеме районы с Cr, Pt, Cu, Mn, Fe, Hg специализацией – Сейнавский, Пылгинский, Ватынский приурочены к звеньям продольных СВ-го простираения региональных структур, развивавшихся в опущенных глыбах. Районы с – S, Bi, Ba, Hg специализацией – Ильпинский, Ляпганайский, Ачайваямский, приурочены к звеньям структур, развивавшихся в воздымающихся глыбах коры.

5. Оловянное оруденение связано с гранитоидами тектоно-магматической активизации олигоцена в узлах пересечений поперечными межглыбовыми разломами сочленения продольных региональных структур, образуя рудные узлы.

6. Au, Ag, Hg, As оруденение не проявляет конкретной связи с глыбами коры. Интенсивное Ag оруденение, с исключительно высокими содержаниями, локализуется на площадях сочленения северо-восточной Пусторецко-Парапольской впадины с Центрально-Корякской тектонической зоной, где это сочленение пересекается поперечными межглыбовыми разломами земной коры. Здесь сформированы вулканогены олигоценовой тектоно-магматической активизации с образованием сереброрудных районов (Уннэйваямский, Гайчаваамский, Пальматкинский) Северо-Западно-Корякской сереброрудной провинции с сопредельными оловорудными и ртутными узлами.

7. Геолого-геофизический метод исследования юго-запада Корякского нагорья является эффективным камеральным инструментом локализации поисковых работ с целью прироста рудоносных площадей. Эффективность предопределена системным применением комплекса геологических и геофизических фактических данных и их авторской интерпретацией в методологии глыбово-клавишной структуры земной коры и блоково-клавишной её верхних этажей. Совместно с результатами авторской интерпретации данных по ряду площадей п-ова Камчатка, районов Японии, Анд Южной Америки и Новой Зеландии полученные закономерные связи минерагении и тектоники можно рассмотреть как явление, характерное для всего Тихоокеанского рудного пояса.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ СЕЙСМОТЕКТониКИ ЮГО-ЗАПАДА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ

РОЛЬ ПОПЕРЕЧНЫХ МЕЖГЛЫБОВЫХ И ВНУТРИГЛЫБОВЫХ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

3.VII.1.

В статье *Белявского В.В., Золотова Е.Е., Ракитова В.А. и др. «Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф – Верхнее Пенжино» (2007)* приведен разрез земной коры Пенжинского кряжа, Парапольского дола и Юго-Запада Корякского нагорья. Рассмотрим подробно ту часть профиля, которая интересна с точки зрения глыбово-клавишной структуры земной коры. Это профиль с. Каменское – п. Тиличики («Пенжинская губа – Корф») на отрезке пк (пикетах) 176-224 (*рис. 110*), как часть всего профиля «Пенжинская губа – Корф». (Анализ статьи выполнен после её выхода и носит предварительные наши построения и выводы. Последующие сейсмологические исследования по территории южной части профиля привнесли новые факты, что неизбежно повлекло, в частности, её районирование).

Профиль берёт начало в Пенжинской СФЗ. В районе пикетов 180-190 авторы выделяют Таловско-Майнский блок, заключённый между Пусторецким и Куюльско-Парапольским разломами. К югу от пк-190 профиль проходит по Центрально-Корякской зоне (СФЗ) вплоть до пк 215 (*рис. 110, 112, 113*).

Центрально-Корякская СФЗ через «...вулканогенные образования Центрально-Камчатского вулканогенного пояса андезитового состава и субвулканических интрузивных тел» (стр. 279) граничит с Олюторской СФЗ. Граница выражена Вывенско-Ватынским глубинным разломом (пк-215-219). К югу от него в Олюторской СФЗ развиты плиоцен-миоценовые субфлишевые, вулканогенные и угленосные отложения. Их фундамент – меловые вулканогенно-кремнистые образования с интрузиями основного и ультраосновного состава. Весь разрез рассматривается также и как система покровов верхнего мела. В пределах зоны устанавливается изменение простирания структур с северо-восточного на северо-западное. Здесь, частью по северо-восточному, но в основном по северо-западному направлению, положен профиль МТЗ-МОВЗ (*рис. 110*).

На южной части профилем пересекаются структуры Олюторской СФЗ, а при изменении направления профиля (от пк 201 МТЗ) на северо-западное, последовательно Центрально-Корякской и Пенжинской СФЗ. Границами между ними последовательно являются разломы: Вывенско-Ватынский, Куюльско-Пареньский, Орловско-Микинский. К северу от Орловско-Микинского разлома простирается Охотско-Чукотский вулканический пояс, к югу – Корякско-Камчатская складчатая область.

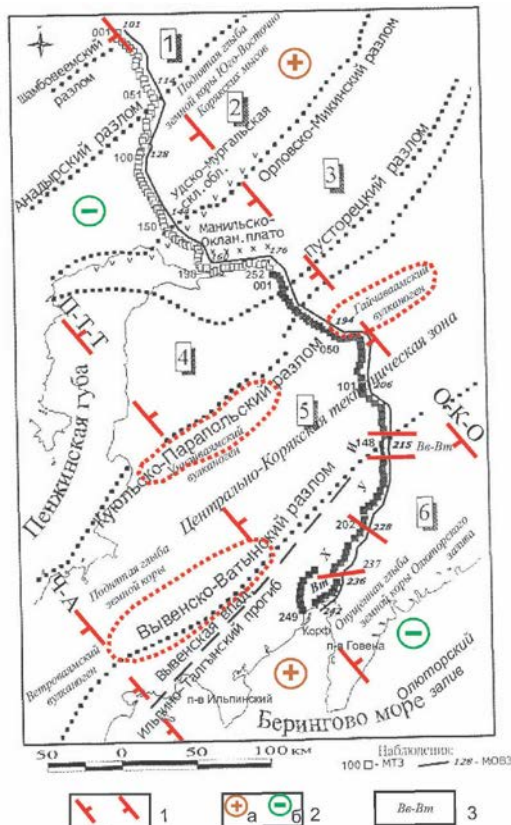


Рис. 110. Расположение профиля МТЗ-МОВЗ «Корф – Верхнее Пенжино» на тектонической схеме Корякско-Камчатской складчатой области (Белявский и др., 2007; с дополнениями).

1 – Омолонский массив, 2 – Мургалевский блок; 3-4 – Пенжинская зона; 3 – Пенжинский прогиб, 4 – Таловско-Майнский блок; 5 – Центрально-Корякская зона, 6 – Олюторская зона. Номера показаны пункты МТЗ: на участке «Верхнее Пенжино-Пенжинская губа» – №№ 1-252 (светлые квадраты); на участке «Пенжинская губа-Корф» – №№ 1-249 (темные квадраты); пункты МОВЗ: на участке «Верхнее Пенжино-Пенжинская губа» – №№ 101-176 (светлые квадраты); на участке «Пенжинская губа-Корф» – №№ 177-242 (темные квадраты).

Дополнения: показаны курсивом. Красные линии перпендикулярные линиям профиля обозначают границы площадей облака Олюторского землетрясения (см. рис. 112). 1 – поперечные межглыбовые разломы: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличический, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, Ч-А – Чемурунат (Ребро)-Анапкинский; 2 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)); 3 – зона продольного Вывенско-Ватынского разлома – шовной зоны на окраине мезозойского континента.

В авторском мнении Пенжинская СФЗ рассматривается как тектоническая зона, в которой развита островная система, являющаяся «Охотским» краем Североазиатского континентального блока. «Система периодически функционировала то как зона Заварицкого-Беньефа, то как крупномасштабный сдвиг» (стр. 279).

Островодужная система сформировала Удско-Мургалевскую складчатую область, комплексы которой интенсивно дислоцированы в зонах продольных сбросов. Мощность коры в складчатой области не установлена, а её граница выделена по мощной гравитационной ступени.

Пенжинская тектоническая зона возникла в рифте, расположенном между Омолонской и Гижигинской СФЗ и Корякскими континентальными блоками земной коры. Под Пенжинской впадиной рифта глубина мезозойского фундамента достигает 3 км, а мощность коры составляет 30-35 км.

Центрально-Корякская СФЗ сложена системой покровов, в которой нижний структурный этаж сложен туфо-терригенными отложениями верхней юры-нижнего мела, а верхний – серпентинитами с офиолитовым комплексом нижнего мела и терригенными отложениями верхнего мела. Мощность покрова достигает 10 км, а коры в целом – 40 км. Нижняя часть коры – континентального типа.

Профиль в интервале пк 177-242 целиком располагается в пределах опущенной глыбы земной коры Олюторского залива. По всем границам в земной коре и ее подошве устанавливаются две части разреза, характеризующие погруженную и поднятую части. Погруженная часть наиболее отчетливо фиксируется в границе М, достигая в интервале пк 214-117 глубины 42 км. От пк 227 до пк 242 граница М воздымается и на пк 237-242 составляет уже 24,5 км – это поднятая часть разреза.

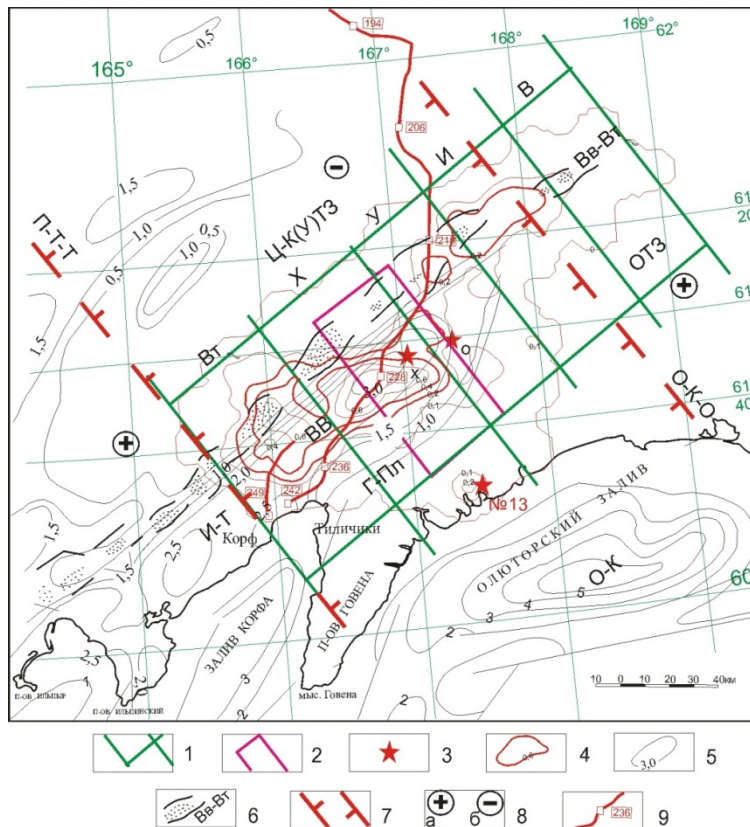


Рис. 111. Глыбово-кливишная тектоника земной коры, блоково-кливишная структура мелового осадочного разреза Центрально-Коряжской (Укэляятской) и палеоген-неогенового вулканогенно-осадочного чехла Олюторских тектонических зон на территории облака Олюторского землетрясения (Белявский и др., 2007; с дополнениями).

Региональные структуры I порядка: тектонические зоны – Ц-К(у)ТЗ – Центрально-Коряжская (Укэляятская); ОТЗ – Олюторская. Глубинные разломы-границы тектонических зон: Вв-Вт – Вывенско-Ватынский. Структуры II порядка: И-Т – Ильпинско-Тылговаямский прогиб; Г-П – Говенско-Пылгинский горст-антиклинорий. Структуры III порядка: ВВ – Вывенская впадина; О-К Олюторско-Командорская котловина (Апрелков и др., 1997).

1 – контур районирования облака эпицентров афтершоков Олюторского землетрясения (Яроцкий, 2007) с площадями облаков: Вт – Ветвейская, Х – Хаилинская, У – Увалистая; 2 – контур Хаилинского облака эпицентров; 3 – эпицентры основных толчков: Х – Хаилинское (1991 г.), Олюторское землетрясение, № 13 (2006 г.); 4 – изолинии сглаженной плотности пространственного распределения афтершоков; 5 – глубины кровли верхнемелового фундамента на суше, км (Мороз, 1991); 6 – зоны локальных четковидных максимумов поля силы тяжести, зоны Вывенско-Ватынского глубинного разлома – шовной зоны на окраине мезозойского континента (Яроцкий, 1999).

Дополнения: 7 – поперечные межглыбовые глубинные разломы (осевые линии зон): П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличичский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский (Яроцкий, 1978), бергштрихи указаны в сторону падения; 8 – глыбы земной коры: а – воздымающаяся полуостров Ильпирского-Ильпинского-Говена, б – опускающаяся Олюторского залива (Яроцкий, 1976); 9 – профиль МТЗ-МОВЗ «Пенжинская губа-Корф», его пикеты (Белявский и др., 2007).

Таким образом, поведение границы М фиксирует переход к максимуму мощности коры в опущенной глыбе Олюторского залива и поднятой глыбы полуостровов Ильпыр-Ильпинский-Говена на юго-западе профиля. При этом максимум погружения глыбы – 43 км – устанавливается на пк 216.

На остальной северной части профиля, проложенного полностью в пределах опущенной глыбы коры (пк 216-177), граница M_1 отражает погружение подошвы коры в интервале 35-41 км. Граница M_1 в мантии в общей схеме повторяет поведение вышележащей границы М.

В интервале пикетов 206-176 профиль пересекает ряд СВ структур. Элементы этих структур отчётливо фиксируются по поведению геоэлектрических границ (рис. 112). Рассмотрим их в направлении с ЮЗ на север. В интервале пк 242-230 – это звено Ильпинско-Тылговаямского прогиба, выраженного поднятыми границами K_2 , K_3 и М, с глубиной залегания кристаллического фундамента около 4,5 км. В интервале пк 230-215 фиксируется Вывенская впадина с глубиной кристаллического фундамента около 4,5 км.

В интервале пикетов 215-208 граница Ф поднимается до 3-3,5 км, к нему авторы относят и зону Вывенско-Ватынского регионального разлома.

Далее к северу в интервале пикетов 208-199 в Центрально-Корякской СФЗ по границе K_1 в коре на глубинах 0,3-6,6 км фиксируется максимальный прогиб грабен-синклинали с неопределённой глубиной залегания кристаллического фундамента. В пределах пикетов в интервале 185-190 фиксируется разрыв всех границ в коре и её подошве.

Ещё один аспект тектоники устанавливается на отрезке профиля между пикетом 242-195. Согласно сейсмической и геоэлектрической моделям разрез коры здесь представлен тремя уступами субвертикальных блоков, нижние границы которых установлены по поверхности М. В верхних этажах коры это фиксируется по границам Φ_0 , Ф и К, в особенности, для юго-западной части разреза. Амплитуды на границах поднятых и опущенных блоков составляют 0,5-6 км.

Граница Ф, отражающая кровлю кристаллического фундамента, фиксирует максимальную мощность отложений в интервале пк 230-217 – около 5-7 км., что согласуется с поведением границы М. Согласно границе М ведёт себя и граница K_1 в коре, залегающая под границей Ф. Её максимум – около 15 км, приурочен к пк 219-222, что несколько смещено по отношению к максимуму М.

Граница K_2 прослеженная в интервале пк 216-227 на глубине 22 км, почти совпадает с поведением границы K_1 . Граница K_3 также выражена прогибом (27-36 км) в интервале пк 215-227, при этом максимум глубины (36 км) совпадает с максимумом глубин границы М (43 км). К северо-западу от максимума мощности коры (пк-216) все границы в ней и её подошве сравнительно выдержаны на глубине и отражают небольшой подъём по отношению к максимуму прогиба на 2-3 км.

В общей схеме, при преимущественном положении профиля вкрест простирания продольных региональных структур древних окраин континента на Северо-Востоке Азии, и, будучи параллельным межглыбовым разломом (П-Т-Т и О-К-О) профиль даёт обильный материал к оценке схемы глыбово-клавишной структуры земной коры территории.

1 2 3 4 5
 Таловско-Майнский горст | Опушенная глыба Олюторского залива | Воздымающаяся глыба п-овов Ильпинского, Ильпырского, Говена
 Центрально-Корякская зона | Олюторская зона

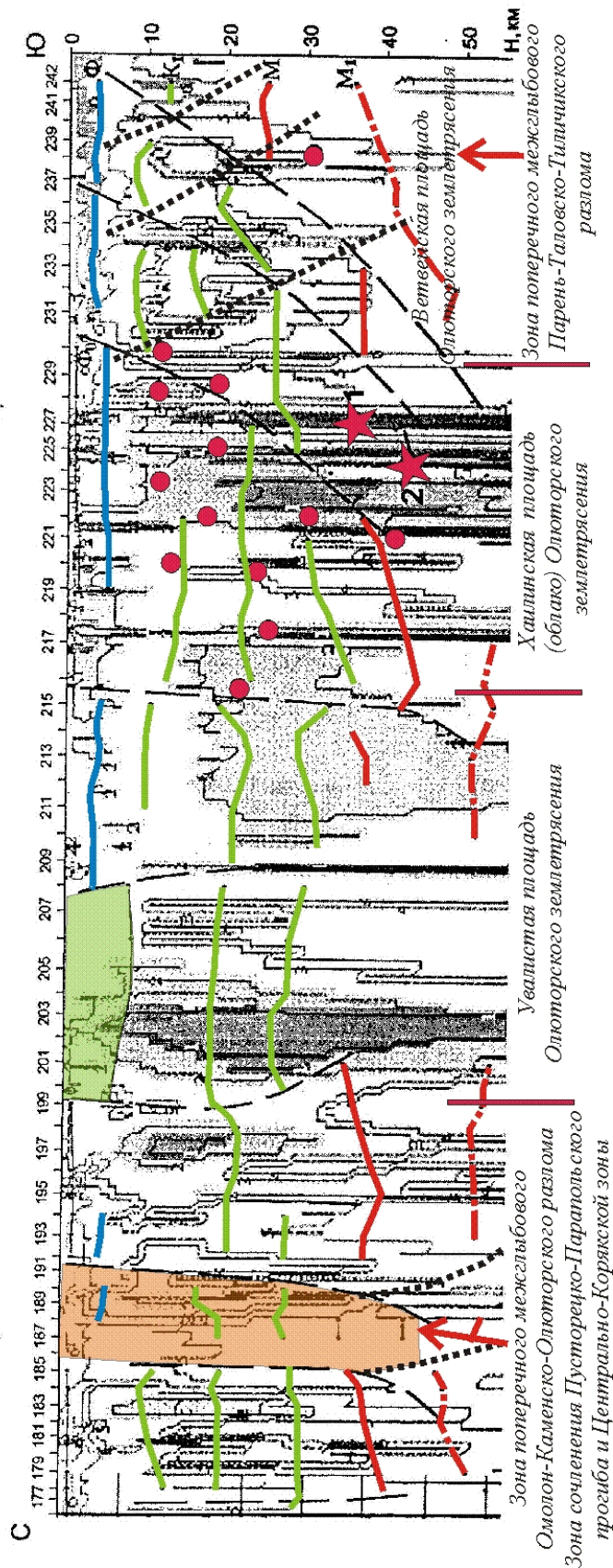


Рис. 112. Результаты ID инверсии сглаженных продольных кривых максимума и минимума индукции на участке профиля «Пенжинская губа-Корф» (200 т. МТЗ). Радиус сглаживания 4 км. Значения \backslash (Ом·м) на разрезе дано в индексах: 0- \backslash > 3000 Ом·м, 1- \backslash < 3000 Ом·м, 2- \backslash < 1000 Ом·м, 3- \backslash < 300 Ом·м, 4- \backslash < 100 Ом·м, 5- \backslash < 30 Ом·м, 6- \backslash < 10 Ом·м, 7- \backslash < 5 Ом·м, 8- \backslash < 1 Ом·м. На геоэлектрический разрез вынесены результаты глубинных построений по МОВЗ: Φ_0 - кристаллический фундамент, K_1 , K_2 , K_3 - границы в коре. М - граница Мохо. M_1 - граница в мантии. Расположение эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ показано кружками. Структуры: 1 - Понтонейское поднятие, 2 - Пусторечко-Парапольский прогиб, 3 - Вывенско-Вагтынский разлом, 4 - Вывенская впадина, 5 - Ильпинско-Тыльгинский прогиб (Белявский В.В. и др., 2007; с дополнением - курсив под рисунком).

В 2009 г. выполнены повторные измерения МОВЗ-МТЗ на участке р. Авьенваям-Евьенваям (длиной 100 км), с целью изучения возможного изменения среды после Олюторского землетрясения 2006 г. Выделены стабильные очаги напряжения в районах пк 215-216 и 227-230. Ранее такой очаг выделен на пк 221 в интервале пк 216-221. Эти пункты напряжений определены как вероятные энергетические узлы, накапливающие напряжения (Нурмухамедов, 2013 г.).

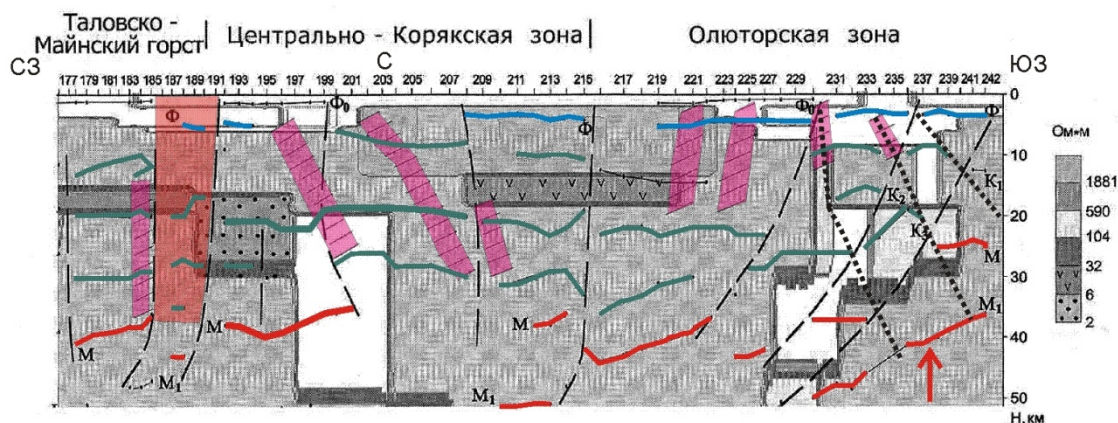


Рис. 113. Совмещенный сейсмический разрез (по данным МОВЗ) и геоэлектрический разрез, составленный по результатам 2D инверсии продольных кривых МТЗ и МВЗ для стартовой субдукционной модели. Модель построена по результатам 1D инверсии амплитудных и фазовых кривых максимума и минимума индукции на участке «Пенжинская губа - Корф». Штриховкой показана зона поглощения обменных волн $\kappa > 900 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$. Пунктиром обозначены разломы. Сплошными линиями с точками показаны границы обмена. Шкала сопротивлений в Ом·м блоков в модели дана справа от разреза. Обозначения сейсмических границ даны на рис. 112 (Белявский и др., 2007; с дополнениями – см. рис. 112).

Комментарий

Все границы геоэлектрического и сейсмологического разрезов отчетливо выделяют две его принципиально разные части.

Крайняя юго-западная часть разреза, начиная от ПК 235, к западу (пк 242) характеризуется поднятыми границами М и в земной коре (K_2 и K_3). Эта западная приподнятая часть разреза опущенной глыбы Олюторского залива. При этом следует отметить, что граница Ф (кристаллический фундамент) на данном отрезке профиля определена на 4-6 км ниже ранее установленной (Мороз, 1991).

От пк 233 к востоку начинается погружение границ K_2 , K_3 и М вплоть до пк 218-201 – это погруженная (прогнутая) часть глыбы Олюторского залива. Она отражает (пк 225-218) опущенное звено Ильпинско-Тылговаямского прогиба (его северную часть) – Вывенскую впадину. При этом Вывенская впадина лежит на коре континентального типа, как считают авторы статьи, а собственно прогиб на юге – на коре переходного типа. Здесь необходимо сказать, что пк-235 является границей двух звеньев прогиба с разной глубиной залегания границы М: к западу около 20, а к востоку – 27 км, а Вывенская впадина является надразломной структурой Вывенско-Ватынского (Вывенского) разлома. Именно в его висячем крыле и находится впадина. Напоминаем, что зона разлома насыщена телами-пластинами гипербазитов ЮВ падения.

По всей остальной части профиль проходит параллельно поперечным межглыбовым разломам, лишь в интервале пикетов 206-199 подходу к зоне поперечного Омолон-Каменско-Олюторского разлома. Здесь границы в коре K_1 , K_2 , K_3

испытывают воздымание относительно наиболее прогнутой части разреза в интервале пикетов 230-203 (рис. 110). По оставшемуся отрезку к северу профиль проходит по простиранию опущенной глыбы земной коры.

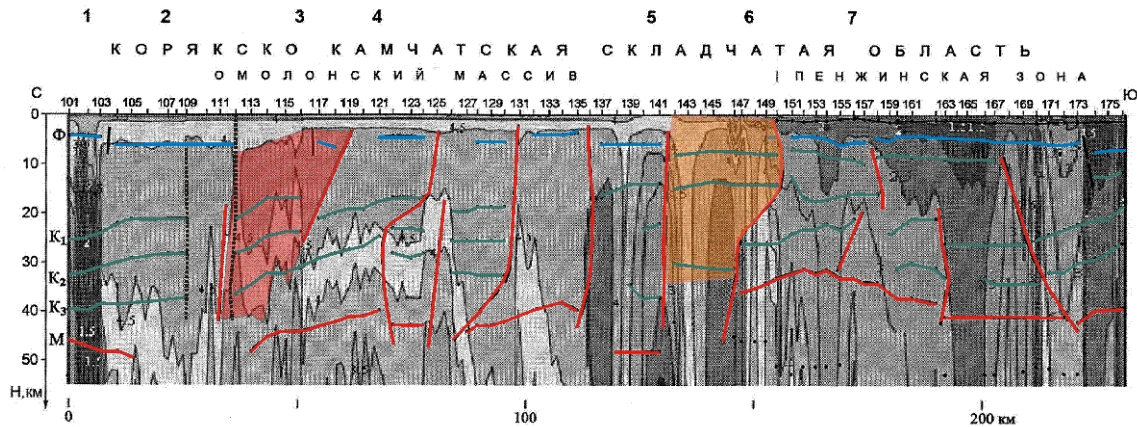


Рис. 114. Результаты ID инверсии кривых МТЗ, ориентированных по направлению максимума индукции магнитного поля. Участок профиля "Верхнее Пенжино - Пенжинская губа" (250 т. МТЗ). По оси X отложены номера пикетов МОВЗ. Значения удельного электрического сопротивления даны в Logr . Элементы матрицы импеданса предварительно сглаживались фильтром Гаусса с параметрами: относительная полуширина фильтра 3, показатель степени (интенсивность) 2. Заданный диапазон периодов в $T^{1/2}$ составляет $0.68 - 29.8c^{1/2}$. На геоэлектрический разрез вынесены результаты глубинных построений по МОВЗ: Φ_0 - складчатое основание, Φ - кристаллический фундамент, K_1, K_2, K_3 - границы в коре, M - граница Мохо, M_1 - граница в мантии.

Структуры: 1 - Шайбовеемский разлом, 2 - Омолонский массив, 3 - Анадырский разлом, 4 - Мургапский блок, 5 - Удско-Мургапская дуга, 6 - Орловско-Микинский разлом, 7 - Манильско-Окланское плато (Белявский и др., 2007).

Дополнение: Омолонский массив не входит в Корякско-Камчатскую складчатую область.

В разрабатываемой нами концепции глыбово-клавишной структуры земной коры значительный интерес представляет граница поднятой (юго-западной) и опущенной (северо-восточной) частей сейсмоэлектрического разреза. По нашему мнению она находится в интервале пикетов 230-239, разделяя однородную кору на две части: приподнятую – юго-западную, и опущенную – восточную. До глубины 15 км её наклон определяется как юго-западный по зонам поглощения обменных волн в интервале пк 235-229. Наличие наклона обменных волн дает основание предлагать наклон сквозькоровых нарушений на пк 242, 234 и 230,5 уже в противоположную сторону. Вторая подобная зона расположена в интервале пк 203-197 – в месте максимального приближения профиля к зоне поперечного межглыбового Омолон-Каменско-Олюторского разлома. Здесь фиксируется на пк 207,5 разлом сквозькорового заложения. Эти два явления косвенно говорят о падении границ глыбы с глубиной в разные стороны от центра глыбы.

Один из побочных аспектов глыбово-клавишной структуры земной коры юго-запада Корякского нагорья получен при исследовании тектонической приуроченности облака Хаилинского (1991г.) и Олюторского землетрясений (2006 г.). Нами позднее (Яроцкий, 2007) показано, что облако этих землетрясений имеет локализацию в относительно обособленных пяти площадях. При общем северо-восточном простирании Олюторское облако делится на площади, три из которых локализируются в опущенной глыбе коры Олюторского залива, а часть четвёртой

находится за её пределами к СВ в воздымающейся глыбе Олюторского полуострова.

На *рис. 110* показаны границы этих площадей, которые подчеркиваются поведением кровли верхнемелового фундамента. Площадь Ветвейская приурочена к перемычке глубины между 241-237, Хаилинская целиком приурочена к Вывенской впадине с глубиной 3 км, а Увалистая – к поднятию её кровли до 1 км. По кровле кристаллического фундамента Хаилинская площадь приурочена к максимальной глубине впадины, описываемой изопахитой 10 км (*Мороз, 1991*), Ветвейская площадь приурочена к юго-западному её выклиниванию, а Увалистая целиком приурочена к локальному поднятию кровли (2 км). По кровле кристаллического фундамента она расположена на пикетах, где подняты границы М и М₁ и исчезают границы К₂ и К₃.

Обращаясь к *рис. 110*, можно увидеть, что эти соотношения площадей облака Хаилинского и Олюторского землетрясений полностью отражены в поведении границы Ф. Они также нашли подтверждение в поведении границ в земной коре. Хорошо видно, что границы площадей являются разломными, выраженными потерей корреляции обменных волн. Эти разломы ограничивают Хаилинскую площадь, Ветвейскую – с юго-запада, а Увалистую – с северо-востока.

Из-за СВ ориентировки профиля, в интервале пикетов 205-200 несколько неопределенной является северо-восточная граница Увалистой площади, которая, почти совпадает с отрезком профиля между пикетами 208-203. Тем не менее, разлом на пк 216 отражает ее западную границу, а на пк-200 – восточную. Косое положение профиля к площадям землетрясений вносит свои коррективы при рассмотрении границ на сейсмогеоэлектрическом разрезе.

Положение профиля МТЗ МОВЗ определяется геологическими соображениями, однако корректировалось географическими условиями производства работ. Касаясь геологических мотивов проложения профиля, выскажем мнение о том, что производители работ знали о концепции глыбово-клавишной структуры земной коры Юго-восточной окраины древнего континента по ряду публикаций автора (*Яроцкий, 1976 и др.*) и фундаментальных многолетних исследованиях Филатовой Н.И. (*Филатова и др., 1984*). Небольшая корректировка положения профиля при полевых работах позволила бы получить решение ряда принципиальных вопросов.

В целом по результатам работ нами отмечаются два положения.

1. Подтверждается предположение о приуроченности звеньев продольных региональных структур Центрально-Корякской и Олюторской структурно-формационных зон к опущенной глыбе Олюторского залива с подошвой коры в них на глубинах 37-43 км. Это звенья Центрально-Корякской тектонической зоны – её грабен-синклинали, и Ильпинско-Тылговаямского прогиба Олюторской зоны на отрезке Тиличикские горы.

2. Подтверждаются предположения приуроченности звена продольной региональной структуры Олюторской СФЗ к воздымающейся глыбе полуостровов Говена – Ильпырский – Ильпинский с подошвой коры на глубине около 25 км. Это замыкание – выклинивание Ильпинско-Тылговаямского прогиба к югу от п. Тилички.

Выводы

1. Сейсмоэлектрический профиль на отрезке с. Каменское (пк 176) – п. Тилички (пк 242) свидетельствует о том, что геофизические границы в разрезе земной

коры, в её подошве (М) и в верхней мантии (М₁) характеризуют разрез и подошву литосферы.

2. В разрезе литосферы по профилю выделяется к юго-западу от пк 238 поднятая часть коры с глубиной поверхности М = 26 км; к северо-востоку от пк 237 выделяется погруженная часть коры с М = 35-38 и М₁ = 36-40 км.

3. Зоны поперечных межглыбовых разломов Парень-Таловско-Тиличикского и Омолон-Каменско-Олюторского разломов в разрезе литосферы отражены зонами сравнительно низкого сопротивления (104-590 Ом·м).

4. В интервале пк 197-189 на глубинах 19-27 км выделяется проводник – низкоомная толща (2-6 Ом·м), характеризующая Пусторецко-Парапольский прогиб в месте его сочленения с Центрально-Корякской тектонической зоной. На границе сочленения в олигоценовую тектоно-магматическую активизацию образован Гайчаваамский вулканоген (полный аналог Уннэйваямского вулканогена, расположенного в 130 км к юго-западу).

5. В интервале пк 220-208 выделяется на глубине около 14 км проводник (6-32 Ом·м), связанный с нижними частями наклонных к югу пластов интрузий гипербазитов в зоне Вывенско-Ватынской шовной зоны.

6. Не находит однозначного решения вопрос о наклоне границы между опущенной глыбой Олюторского залива и поднятой глыбой полуостровов Ильпыр – Ильпинский – Говена на западном участке профиля. Положение зон обменных волн и возможности двоякого истолкования разреза дают основание считать возможным юго-западный наклон, что соответствует глыбово-клавишной концепции земной коры.

3.VII.2.

Исследованию глубинной структуры территории Олюторского землетрясения посвящена *статья С.А. Федотова, В.Д. Чеховича, А.В. Егоркина «Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона» (2011)*. Целью исследования является выяснение возможной приуроченности современных «...катастрофических землетрясений к отдельным структурам земной коры, которые были сформированы в позднем кайнозое» (стр. 663).

Рассматривается геодинамическая эволюция Центрально-Корякского террейна, являющегося частью Корякского микроконтинента. В нём выделены Уччихильский и Укэляятский субтеррейны, последний перекрыт Олюторским террейном, который простирается на СВ на 500 км по гравитационной ступени, маркирующей глубинный шов между террейнами. Олюторский террейн отделяется от Говенского, занимающего побережье Олюторского залива. Эта граница маркируется Ильпинско-Пахачинским междуговым бассейном. К бассейну приурочена зона афтершоков Олюторского землетрясения, тоже маркируемая гравитационной ступенью. Эта ступень, видимо, отмечает скрытую границу между Олюторским и Говенским террейнами. Возникает вопрос о времени активизации Говенского террейна, который как полагают авторы, сформирован в неогене.

Исходя из того, что формирование структур земной коры территории в основном завершилось в недавнем геологическом прошлом, авторы особо отмечают: «... результаты по профилям МОВЗ значительно достовернее устанавливают строение глубинных горизонтов по сравнению с близповерхностными» (стр. 666).

Профиль МОВЗ «Верхнее Пенжино-Корф» (Белявский и др., 2011) был А.В. Егоркиным переинтерпретирован, результаты чего показаны на рис. 116.

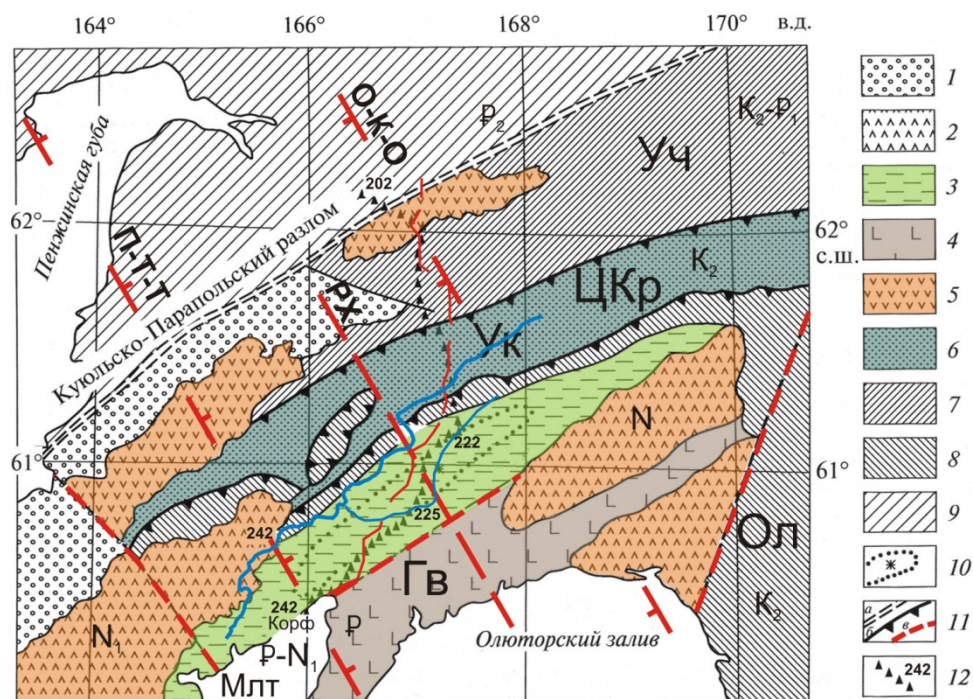


Рис. 115. Схема тектонического районирования Южной Корякии и северной Камчатки (Федотов и др., 2011; с дополнениями).

1 – рыхлые плиоцен-четвертичные отложения, 2 – неогеновые вулканогенные толщи, 3 – отложения Ильпинско-Пахачинского междугового бассейна (палеоген-миоцен), 4 – палеогеновые вулканогенные образования Говенского островодужного террейна (Гв), 5 – палеогеновые толщи Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса, 6,7 – Центрально-Корякский террейн: 6 – верхнемеловые-нижнепалеогеновые глубоководные флишиодные отложения Укэляятского субтеррейна, 7 – верхнемеловые-палеоценовые терригенные шельфовые отложения Учхичхильского субтеррейна (Уч), 8 – верхнемеловые-датские вулканические толщи Олюторского островодужного террейна, 9 – допозднемеловая аккреционно-коллизонная окраина Азиатского континента, 10 – область максимальных афтершоков Олюторского землетрясения и его эпицентр, 11 – региональные тектонические нарушения: а – разделяющие разновозрастные аккреционно-коллизонные системы, б – тектонические швы (границы) между террейнами одной системы, в – разломы внутри террейнов; 12 – пикеты (станции) сейсмического профиля МОВЗ и их упомянутые в тексте номера.

Дополнения: буквами обозначены: субтеррейны – Уч – Учхичхильский, Ук – Укэляятский, Гв – Говенский; тектонические зоны: ЦКр – Центрально-Корякская, Ол – Олюторская. Межглыбовые разломы: П-Т-Т – Парень-Галовско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский; РХ – внутрглыбовый Хаилинский.

Приведено положение глубинной границы между Учхичхильским и Укэляятским субтеррейнами по скачку границы Ф (на 6 км) и исчезновению отражений от границ K_1 и K_2 над Укэляятским субтеррейном. Глубинные границы Олюторского субтеррейна исчезают между пк 222-225, что «...совпадает с пересечением зоны максимальных афтершоков Олюторского землетрясения, ...на этом отрезке профиля на глубинных уровнях в зоне отсутствия отражающих границ отмечаются три разлома, падающие на северо-восток» (стр. 667). Разломы отражены в поведении всех границ в коре, подошве и мантии. Такая комбинация разломов рассматривается как шов между Олюторским и Говенским террейнами.

Выделенная зона потери корреляции и комбинация разломов на разных уровнях земной коры и мантии, в совместном рассмотрении с максимальной глубиной афтершоков (35 км), даёт основание авторам считать, что современные проявле-

ния сейсмичности приурочены к глубинной структуре миоцена, возникшей при становлении Говенского террейна.

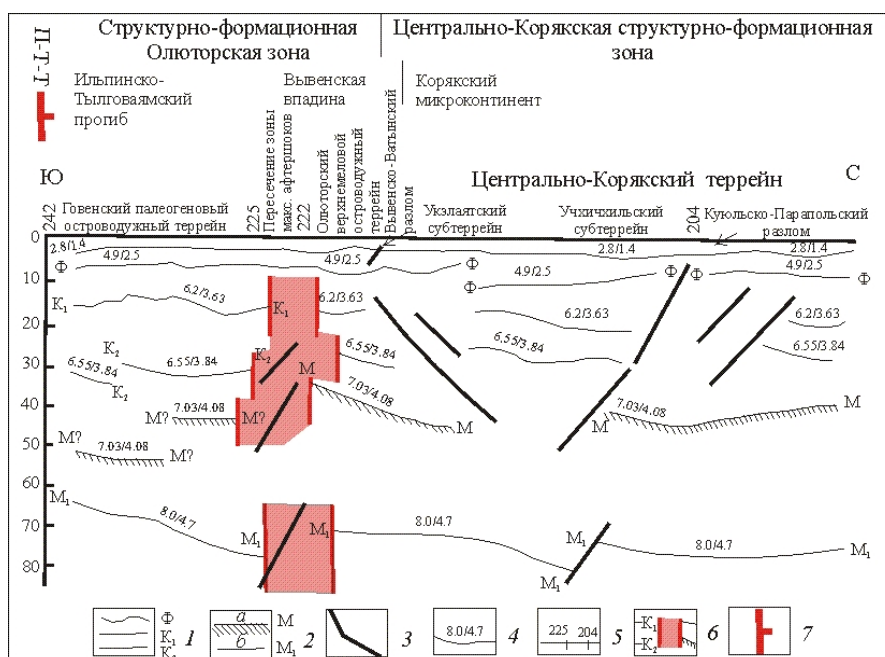


Рис. 116. Глубинное строение Центральной и Южной Корякии согласно отрезку Таловка-Корф сейсмического профиля МОВЗ (Федотов и др., 2011; с дополнениями).

1 – прослеженные отражающие границы в земной коре, 2 – прослеженные мантийные границы: а – Мохо, б – внутримантийный отражающий горизонт; 3 – разломы, 4 – значения пластовых скоростей над отражающими границами: продольных волн/поперечных волн, км/с; 5 – номера пикетов (станций).

Дополнения: б – колонна коро-мантийная – осевая зона облака афтершоков Хаилинского (1991г.) землетрясения, на поверхности трассируемая на трог (81 км) в рельефе подошвы литосферы (Геологический атлас..., 1996), проявлено на поверхности внутриглыбовым Хаилинским разломом; 7 – П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский поперечный межглыбовый разлом.

Комментарий

Цель работы – установление методом МОВЗ глубинной границы между Олюторским и Говенским террейнами и авторы в заключении констатируют, что «...современные проявления сейсмичности, связываемые с формированием малой литосферной плиты Берингии, приурочены к глубинной структуре...» (стр. 667). Этой структурой является названная граница.

Авторы статьи рассматривают положение северо-западной границы Берингии с позиций аккреционной тектоники. Поэтому структуры территории носят иные названия, чем принятые в прошлом в трудах камчатских геологов (Апрелков и др., 1997), хотя тектоническое районирование обеих схем опирается на одни и те же фактические данные, в т.ч. гравиметрические, что согласует интерпретационные схемы. Вместе с тем, в предлагаемой статье интерпретационные результаты отличаются и от вышедшей ранее работе непосредственных исполнителей полевых работ по профилю «Верхнее Пенжино-Корф» (Белявский и др., 2007). Это касается в основном принципиального вопроса: с какой глубинной структурой связана активизация сейсмичности в долине р. Вывенки в 1991г. и в 2006г.? На этот вопрос определяюще влияет концепция интерпретации данных.

Как видно, в работе С.А. Федотова с соавторами (2011), фактическим материалом являются пластовые скорости продольных и поперечных волн. И границы их не согласуются с геоэлектрическими (см. *Белявский и др., 2007*), что приводит к разным геологическим выводам. Покажем это на отрезке профиля между пикетами (станциями) 215-242, проложенном по Ильпинско-Тылговаямскому прогибу и выходу его в Корякский микроконтинент (Укэляятский тиррейн). Исследования расхождений не входит в задачу анализа, поэтому отметим лишь те, которые осложняют нашу задачу.

Так, разломные нарушения на отрезке профиля пк 222-225 у авторов схем падают в противоположную сторону. При этом именно отрезок профиля между пк 222-225 имеет основополагающее значение в определении возможной сейсмогенной структуры территории. Бросается в глаза разная глубина прослеженных отражающих границ горизонтов K_1 - K_2 - M - M_1 у авторов обеих статей почти вдвое, совпадает лишь глубина границы Φ . Обратимся к отрезку профиля между пк 222-225. Если на *рис. 116* не учитывать границу K_2 , то можно увидеть здесь комбинацию разломов K_1 - K_2 - M - M_1 .

Ещё одним принципиальным расхождением подходов в интерпретации МОВЗ является выделение горизонтов между пк 225-242. На *рис. 112* показан резкий подъём границ Φ (от пк 231), K_1 (от пк 230), K_2 (от пк 231), K_3 (от пк 236), M (от пк 273) и M_1 (от пк 227). Однако на *рис. 113* эти подъёмы отсутствуют, исключая границу M (подъём с пк 225) и все границы либо горизонтальны, либо опущены по разломам. Опускание границ K_1 - K_2 - M (?) показано от узла этажной потери корреляции в интервале пк 222-225.

Согласно исследований С.Е. Апрелькова с соавторами (1997) узел разломов между пк 222-225 может действительно отражать сочленение между террейнами. Для этого нужно предположить его значительный наклон к юго-востоку, чтобы через 30 км выйти на градиентную зону гравитационного поля – границу между Ильпинско-Пылговаямским прогибом (Олюторский террейн, северный фланг) и Говенско-Пылгинским антиклинорием (Говенский террейн). Поэтому авторы придают границе между террейнами наклон 45^0 к юго-востоку. Привязывая к узлу нарушений зону максимальных (?) афтершоков Олюторского землетрясения, авторы дают понять, что она является сейсмогенной тектонической структурой.

Обратимся к гравитационному и магнитному полям территории (см. *ниже*) (*рис. 130-131*). В её средней части располагается Хаилинская площадь облака афтершоков северо-западного простирания. Вся территория отражается поперечной ей СВ аномальной полосой, отражающей Вывенскую впадину. Впадина подтверждена по данным МТЗ (*Мороз, 1997*) по залеганию поверхности мезозойского ($H=3$ км) и кристаллического ($H=10$ км) фундаментов. К её СВ приурочены пк 222-225. Вывенская впадина выклинивается на северный край аномальной зоны положительного магнитного поля, последняя отражает Вывенско-Ватынскую зону выходов меланократового фундамента – границу между Корякским микроконтинентом и Олюторской тектонической зоной. В гравитационном поле это чётко-видная полоса с эллипсовидными максимумами простирается на ЮЗ ещё примерно на 150 км – вплоть до р. Анапки (*Яроцкий, 1976*).

В магнитном поле Вывенская впадина отражена раздувом аномальной зоны (блоки B_1 - B_2 - B_3) с группой локальных максимумов длиной по СЗ оси около 33 км (блок B_2). В гравитационном поле ему отвечает минимум B_2 .

Узел этажа ряда горизонтов на интервале пк 222-225 выделяется в магнитном поле восточной границей аномалии B_2 , в гравитационном – пережимом осевого минимума, на дневной поверхности – дискордантным поворотом русла р. Вывенки с ЮЗ на ЮВ, и параллельно ему разломом и руслом р. Тылговаям. Таким образом, в физических полях узел этажа глубинных горизонтов на пк 222-225 находит очевидное отражение в разных их элементах.

Другой аспект глубинной тектоники обнаруживается на *рис. 113-116*. По всем горизонтам в коре, горизонтам M и M_1 устанавливается прогиб земной коры и её подошвы в интервалах пк 215-242. Именно в этом интервале профиль расположен в пределах Ильпинско-Тылговаямского прогиба Олюторской тектонической зоны (или Олюторского террейна). К северу от пк 215 профиль проходит по Корякскому микроконтиненту (или Укэляятскому террейну). В интервале пк 215-242 очевиден общий прогиб слоёв коры, подошвы мантии M и горизонта M_1 в верхней мантии, т.е. границы подошвы литосферы. При этом по горизонтам Φ - K_1 - K_3 - M максимум прогиба устанавливается между пк 215-219. По горизонтам K_3 - M от пк 215 проходит медленный подъём, который уже по всем горизонтам заканчивается на пк 242.

Исходя из концепции глыбово-клавишной структуры земной коры, принимаем построение на *рис.114*. Здесь отражено трапецевидное сечение глубинного разреза между поперечными межглыбовыми сквозькоровыми разломами: Парень-Таловско-Тиличикским (П-Т-Т) и Омолон-Каменско-Олюторским (О-К-О). По мере приближения к ним горизонты Φ - K_1 - K_3 - M_1 - M «задираются» к поверхности. А согласно данным (*Мороз, 1991*), в верхней части коры Вывенская впадина по длинной оси по кровле кристаллического фундамента в 2,6 раза длинее впадины чем по кровле мезозойского фундамента(!) Это подтверждается и поведением границ K_3 - M (!)

К ЮЗ от пк 242, за пределами Парень-Таловско-Тиличикского разлома начинается воздымающаяся глыба полуостровов Говена-Ильпинский-Ильпыр. Парень-Таловско-Тиличикский разлом является резкой западной границей облака афтершоков Олюторского землетрясения. За ним далее к ЮЗ нет афтершоков и поныне. Трассирование разлома на СЗ показывает возможное его совмещение с трогом (78 км) в подошве литосферы (*рис. 89*). Поэтому не удивительно, что он ограничивает на западе Корфский блок обдукции плиты (*Нурмухамедов, 2008*).

Таким образом, получены ещё фактические данные о справедливости погруженных современных ЮВ окончаний СЗ глыб земной коры в заливах тихоокеанского побережья. В зонах максимального прогиба коры и подошвы литосферы образуется «замок-киль» слоёв с максимальным «растрескиванием». Можно предположить, что именно здесь концентрируется напряжение с максимально благоприятными условиями разгрузки. И причинами разгрузки могут стать подвижки вращения плиты Берингии. Поэтому не удивительно, что эпицентр Хаинского землетрясения был форшоком, а разгрузка геодинамических напряжений вверх по градиенту узла нарушений между ПК 222-225 способствовала миграции эпицентра Олюторского землетрясения к поверхности ($H = 0,6$ км), где фиксируются его многочисленные разрывы (*Матюшина и др., 2007; Пинегина, 2007; Рогожин и др., 2007*).

Выводы

1. Выделенная авторами зона потери корреляции обменных волн в интервале пк 222-225 профиля МОВЗ устанавливается по всему разрезу коры, затрагивает подошву литосферы и рассматривается как глубинное сочленение террейнов.

2. Зона потери корреляции в интервале пк 222-225 связывается нами с разломной дислокацией – колонной глубинного заложения на сочленении Говенского и Олюторского террейнов

3.VII.3.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. «Долгосрочный прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011 – VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$. (2012).

Геоструктуры суши Камчатки и Корякии продолжают в сопредельные акватории. В Охотском море это хорошо показано морскими исследованиями 60-70-х годов XX века. В частности, изучение коры здесь показано на морских геотраверсах (*Тектоническая..., 2000*), а детали шельфа Западной Камчатки в исследованиях Т.К. Злобина с соавторами (2003). Структуры, в особенности, разломные дислокации Берингова моря, обоснованы в исследованиях Н.И. Селивёрстова (1998) (*Андиева и др., 1977; Аносов и др., 1978.*). Рядом работ по приокеанской акватории Камчатки показано, что тектонические элементы Восточной Камчатки устанавливаются не только в прилегающих шельфах, но и трассируются через Курило-Камчатский глубоководный желоб. Особым аспектом тектоники Камчатки в полосе вдоль Восточной Камчатки является её аномальная сейсмичность. В литературе исследований посвященных соотношению сейсмичности и северо-западной разломно-блоковой тектоники мы не обнаружили этой направленности. Имеется рукописная работа С.В. Попруженко (*Нурмухамедов, Попруженко, 2010 г.*), в которой приведены рисунки расположения облаков афтершоков землетрясений на фоне мелкомасштабной карты разломов Камчатки и материковой части края.

Беглое сопоставление схем и карт сейсмичности со структурами суши говорит о связи землетрясений с тектоническими продолжениями в океан прилегающей к Восточно-Камчатской акватории вплоть до глубоководного желоба. Исследовать эти связи не представляется нам возможным, так как это отдельный крупный аспект проблемы поперечной зональности продольных региональных структур. Обратимся лишь к одному из последних исследований закономерностей сейсмического процесса в вышеназванной работе.

Для этого приведем карту соотношений основного толчка и афтершоков облаков землетрясений (*рис. 117-120*) и положения поперечных межглыбовых разломов алеутского СЗ направления на Восточной Камчатке. При этом положение поперечных разломов приведено здесь априори по другим исходным данным (*Яроцкий, 1976, 2007*).

Районирование эпицентров форшоков, афтершоков и основного толчка Кроноцкого землетрясения (в 1997-1998 гг.; $M=7.8-7.9$) даёт возможность высказать ряд предположений (*рис. 117*).

Бросается в глаза геоморфологическая приуроченность эпицентров основных толчков землетрясений с $M \geq 7.7$, происходивших до Кроноцкого землетрясения. К

продольной осевой части п-ова Шипунского приурочены основные толчки (1923, 1952 и 1959 гг.), а к оси п-ова Камчатский – Усть-Камчатское землетрясение 1971 г. (рис.118). Фактически (с учётом погрешности определения) к оси п-ова тяготеют и сильные ($M \geq 7.4$) землетрясения. Это относится и к основным толчкам землетрясений на Восточной Камчатке, находящиеся на продольных осевых линиях глыб земной коры СЗ простираения.

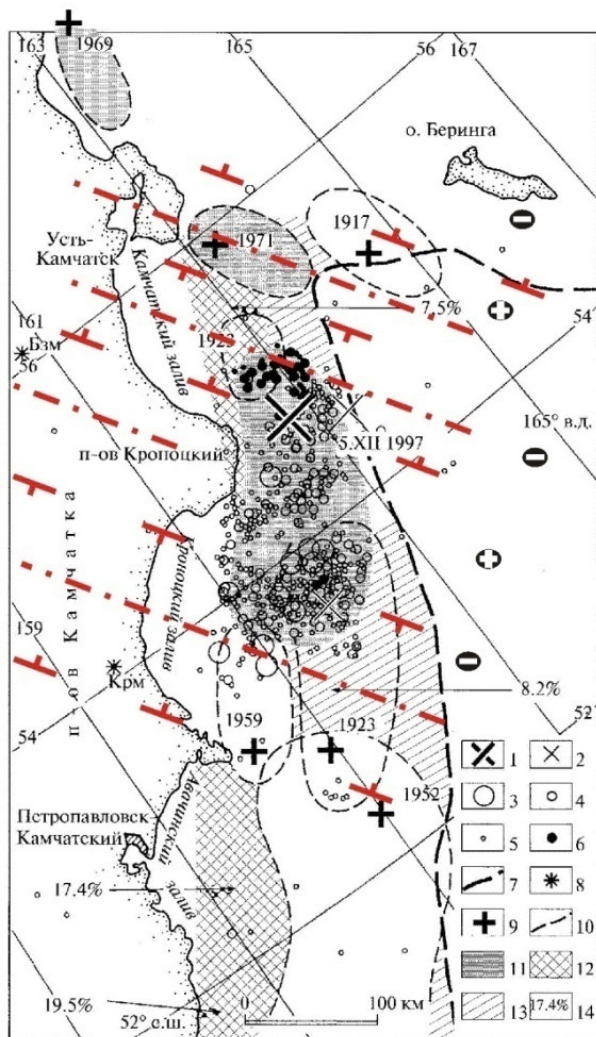


Рис. 117. Карта эпицентров форшоков (25.XII.1997 г.), основного толчка и афтершоков (5.XII.1997-4.I.1998 гг.) Кроноцкого землетрясения 5.XII.1997 г., $M = 7.8-7.9$, и наиболее вероятных мест следующих землетрясений с $M \geq 7.7$ (Федотов и др., 2012; с дополнениями).

Эпицентры землетрясений: 1 – основного толчка; 2 – с $6.5 \leq M \leq 7.4$; 3 – с $5.5 \leq M \leq 6.4$; 4 – с $4.5 \leq M \leq 5.4$; 5 – с $3.5 \leq M \leq 4.4$; 6 – эпицентры форшоков; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – вулканы Безымянный (Бзм) и Карымский (Крм), извергавшиеся во время Кроноцкого землетрясения; 9 – эпицентры главных толчков землетрясений с $M \geq 7.7$, происходивших до Кроноцкого землетрясения; 10 – границы областей их очагов; 11 – области очагов Озерновского, Усть-Камчатского и Кроноцкого землетрясений с $M \geq 7.7$ (Федотов и др., 1998), рис. 1; 12 – наиболее вероятные места следующих сильнейших землетрясений с $M \geq 7.7$; 13 – возможные места таких землетрясений; 14 – вероятности возникновения землетрясений с $M \geq 7.7$ в наиболее опасных местах по прогнозу на IX. 2011-VIII. 2016 гг.

Дополнения: см. рис.118.

Здесь уместно привести фактическое положение землетрясений нашего времени. Так, главный толчок Хаилинского землетрясения

лежит на продольной оси его эллипса (1991 г.), к этой же точке приурочен главный толчок Олюторского землетрясения (2006 г.) – оба они лежат на точке продольной СЗ оси клавиши земной коры глыбы Олюторского залива. Ещё большее впечатление производит Ильпырское землетрясение (2013 г.): его основной толчок и все последующие его афтершоки лежат на продольной СЗ оси клавиши глыбы земной коры Кичигинского залива. Такое же впечатление производит и Авачинское землетрясение (январь, 2013 г.), основной толчок и афтершоки которого лежат на оси глыбы Авачинского залива (330^0). Эта его особенность ярко проявлена 18 и 19 января и этот процесс разрядки тоже вначале пошёл по СЗ направлению.

Таким образом, устанавливается определённая закономерная приуроченность очагов разрядки землетрясений к продольным осевым линиям приморских оконечаний СЗ клавишей глыб земной коры. Глыбы заливов отражают опущенные гео-

структуры отрезков региональных структур, полуостровов – поднятые. В тех и других в местах максимального перегиба пород пластов складок, слагающих поднятие-прогиб, образуется замок (киль), который является местом начала релаксации напряжений будущего землетрясения. Другая закономерность усматривается в фактической приуроченности областей очагов землетрясений к срединным частям полуостровов (Усть-Камчатского, 1971 г., $M = 7.8$ и Кроноцкого (средняя часть облака, 1997 г., $M = 7.8-7.9$) и заливов (Озерновский, 1969 г. $M = 7.7$ – рис. 119). Эта приуроченность очевидна и установлена сейсмологами. Её тектонический смысл укажем несколько ниже.

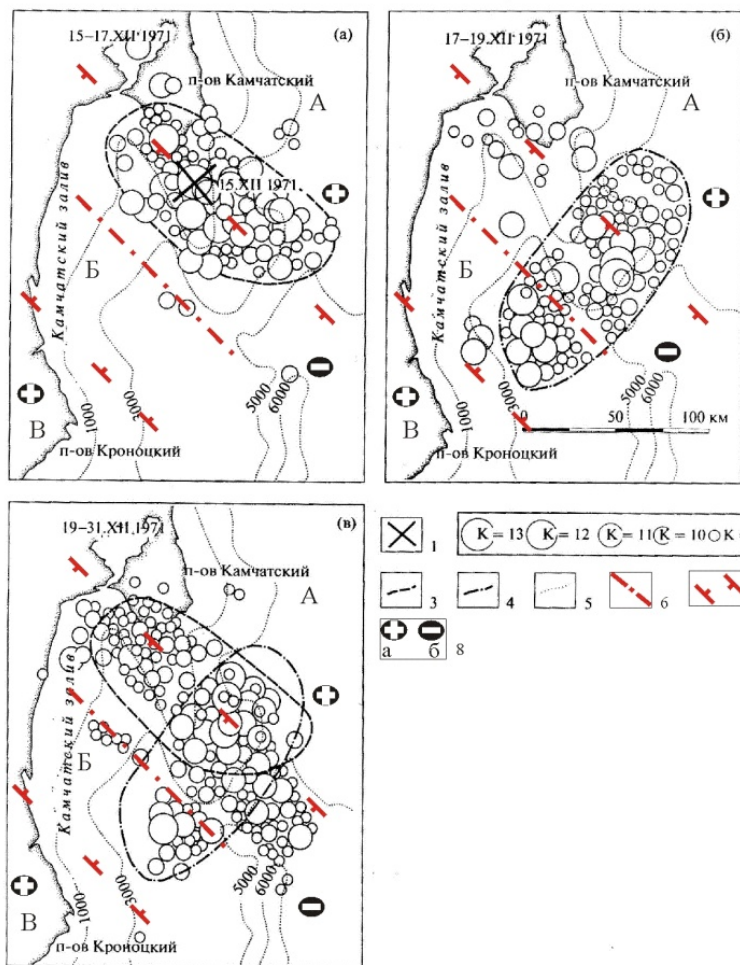


Рис. 118. Основной толчок и афтершоки Усть-амчатского землетрясения 15.XII. 1971 г., $M = 7.8$ (Федотов и др., 2012; с дополнениями).

а – основной толчок и афтершоки с 8 ч 29 мин 15.XII.1971 г. до 8 ч 17.XII. 1971 г.; б – афтершоки с 8 ч 17.XII.1971 г. до 8 ч 19.XII.1971г.; в – афтершоки с 8ч19.П.1971г.до 24 ч 31.XII.1971г.

1 – положение главного толчка; 2 – К, энергетические классы землетрясений, $K = \lg E(\text{Дж}) = 1.5 M + 4.6$;

жашей основную часть афтершокарте б; 5 – изобаты, м.

г глыб суши; 7 – поперечные меж-8 – направления субвертикальных : а – воздымающиеся, б – опусания). Юго-восточные окончания я) Камчатского п-ова, Б – опусподнятой (воздымающейся) Кро-

Обратимся к Японии (рис. 120). Здесь облака землетрясений с $M \geq 7$ в период 1897-1963 гг. также проявляют тенденцию приуроченности к геоморфологическим феноменам восточного побережья, что совместно с вышесказанными критериями на рис. 119 даёт основание к формулировке некоторой закономерности.

Закономерность проявлена в связи эллипсов районирования облаков эпицентров основных толчков и афтершоков с двумя тектоническими феноменами. Эллипсы вписываются в границы геоморфологических структур побережья (полуострова и заливы), ограниченных на суше поперечными межглыбовыми сквозькоровыми разломами. Для Японии такая система разломов определена по ряду признаков (Яроцкий, 2007). Вместе с тем, к осевым поперечным линиям середины клавишей глыб земной коры приурочены главные эпицентры (основные толчки).

Комментарий

Хорошо видна линейность в группе слившихся афтершоков в двух направлениях, с одной стороны, и их обособление по простиранию, т.е. локализация, с другой. Контуры их облаков и концентрация в них локального повышенного числа афтершоков приурочены к заливам либо полуостровам Восточной Камчатки.

Отчётлива приуроченность Усть-Камчатского землетрясения 15-17. XI. 1971 г. и 19-31. XII. 1971 г. к зоне поперечного межглыбового разлома. При этом северо-восточное облако афтершоков 19-31. XII. 1971 г. локализовано своей северной половиной в этой же зоне. Основные толчки и афтершоки 15-17. XI. 1971 г. приурочены полностью к зоне поперечного разлома, т.е. к границам воздымающейся глыбы Камчатского полуострова и звену опущенной глыбы Камчатского залива.

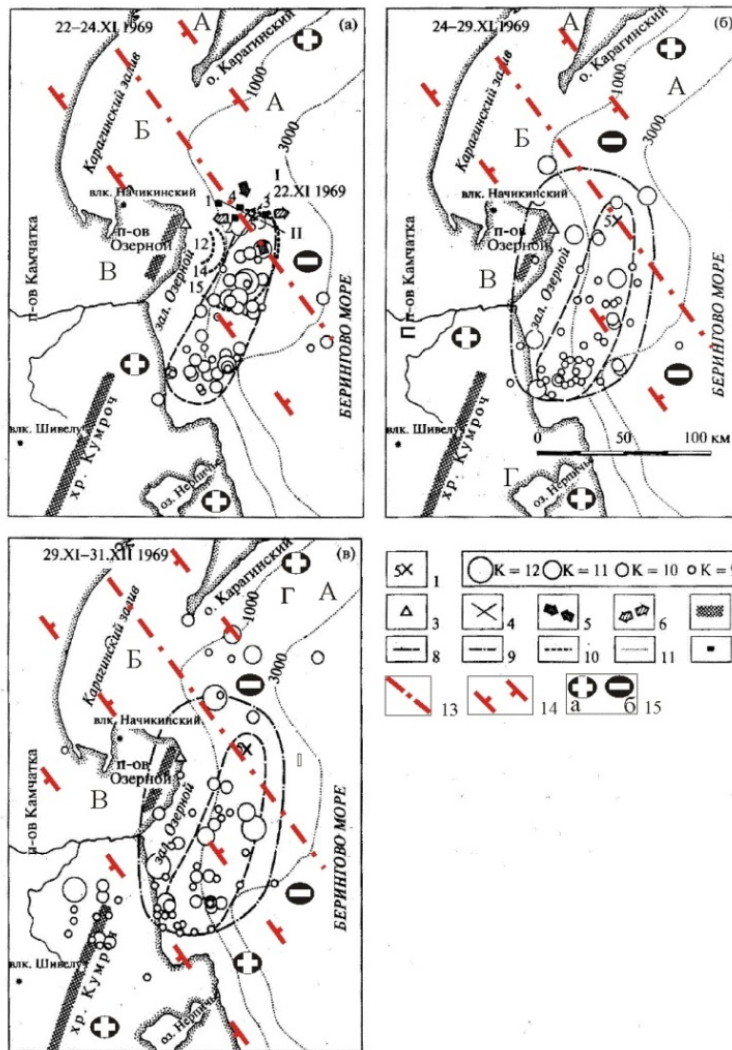


Рис. 119. Основной толчок и афтершоки Озерновского землетрясения 22.XI.1969 г., $M = 7.7$. (Федотов и др., 2012; с дополнениями).

а – основной толчок и афтершоки с 23 ч 9 мин 22.XI.1969 г. до 7 ч 24.XI.1969 г., б – афтершоки с 7 ч 24.XI.1969 г. до 12 ч 29.XI.1969 г., в – афтершоки с 12 ч 29.XI.1969 г. до 31.XII.1969 г. 1 – положение главного толчка; 2 – эпицентры афтершоков: $K = 12, K = 11, K = 10, K = 9$; 3 – временная сейсмическая станция на м. Озерной; 4 – проекции двух вариантов плоскостей подвижки; 5 – направление оси сжатия; 6 – направление оси растяжения; 7 – горные хребты; 8 – Озерный залив; 9 – Камчатка; 10 – Карагинский о-ва; 11 – Камчатский пролив; 12 – Камчатка; 13 – Камчатский пролив; 14 – Камчатка; 15 – Камчатский пролив. Южную часть афтершоков на карте и цунами от устья реки Ольховая; южная часть основного толчка. Юго-восточные окончания воздымающейся глыбы; 14 – поперечные межглыбовые разломы – направления субвертикальных разломов: а – воздымающиеся, б – опускающиеся. Юго-восточные окончания воздымающейся п-ва Камчатского

Менее отчётлива приуроченность афтершоков Озерновского залива 22.XI.1969 г. Его облако заключено в приморских окончаниях двух глыб-клавиш земной коры. Вместе с тем, очевидно, что северная половина облака 22-24.XI.1969 г. (рис. 119а) отсекается от южной зоной поперечного межглыбового разлома. При этом эта половина отражена серединой воздымающейся (поднятия)

глыбой Озерновского полуострова – осью свода. Это видно и на *рис. 119 б и в*, при сохранении взаимоотношений плотности афтершоков обеих половин облака.

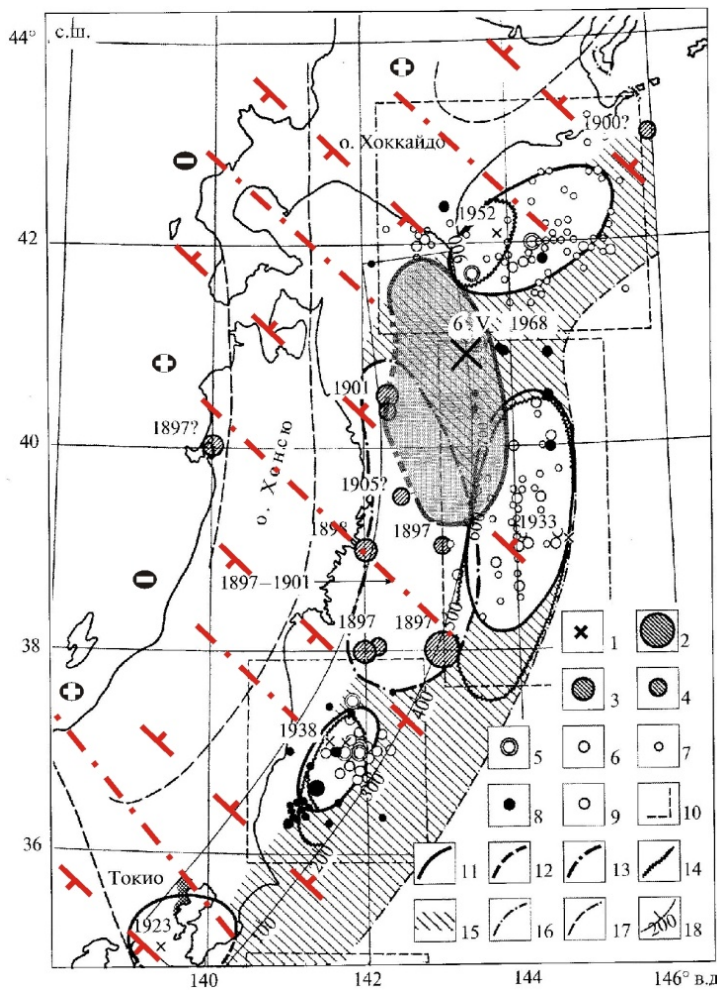


рис.120. Области очагов сильных землетрясений ($M > 7 \frac{3}{4}$) СВ Японии в 1897—1963 гг. и вероятные места следующих землетрясений с $M > 7 \frac{3}{4}$ (Федотов, 1965; с дополнениям).

Положение очага последовавшего землетрясения 6.V 1968 г., $M = 7.9$. Инструментальные эпицентры землетрясений: 1 – сильнейших землетрясений 1923 – 1963 гг.; 2 – 1897—1905 гг. с $M = 8 \frac{1}{2} - 8 \frac{3}{4}$; 3 – $M = 8-8 \frac{1}{2}$; 4 – $M = 7 \frac{3}{4}$; эпицентры форшоков и афтершоков: 5 – $M > 7$; 6 – $M = 6.0-6.9$; 7 – $M = 5.0-5.9$; 8 – эпицентры форшоков; 9 – эпицентры афтершоков; 10 – границы областей, в которых нанесены все землетрясения за 1933, 1938, 1952 гг., включая форшоки и афтершоки; 11 – границы областей очагов сильных землетрясений; 12 – неуверенные участки границ областей очагов; 13 – возможная граница области землетрясений 1897-1901 гг.; 14 – границы областей возникновения цунами; 15 – вероятные места возникновения следующих сильных землетрясений; 16 – оси глубоководных впадин; 17 – оси вулканических поясов; 18 – линия отсчета расстояний вдоль континентального склона глубоководной впадины.

На рисунке нанесена также граница области очага (область очага выделена серым цветом) сильнейшего, $M = 7.9$, землетрясения, произошедшего в предсказанном месте 6.V 1968 г. (Федотов и др., 1980).

Дополнения: см. рис. 119.

Выводы

1. Облака афтершоков землетрясений и их части на Восточной Камчатке (Кроноцкий залив – Озерновский п-ов) контролируются звеньями геоструктур юго-восточного приморского окончания глыб земной коры Камчатки.
2. Преимущественная приуроченность облаков и их частей к воздымающимся либо опускающимся звеньям глыб коры не очевидна.
3. Зоны поперечных межглыбовых разломов суши контролируют основные толчки и СЗ облако афтершоков Усть-Камчатского землетрясения и северную половину его СВ облака афтершоков.
4. Облака, содержащие основную часть афтершоков землетрясений образуют четковидную цепочку, разделяемую на части границами глыб либо их осевыми линиями.

3.VII.4.

Яроцкий Г.П. «Тектонический феномен Хаилинского землетрясения 8 марта 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья» (2013).

Введение

Территория юго-запада Корякского нагорья рассматривается в планах социально-экономического развития Камчатского края как база создания кластера мощной горнодобывающей промышленности на основе месторождений Au, Ag, Pt, Sn, Cu, Hg, самородной серы, угля, строительных материалов. Здесь расположено несколько десятков сёл и посёлков, морпункты, аэропорты, карьеры, предприятия рыбной промышленности. В планах развития края до 2025 г. через территорию предлагается проложение Транскорякской железной дороги до г. Анадырь.

Территория ранее рассматривалась как слабо сейсмичная, но три сильных землетрясения – Корякское (1988г.), Хаилинское (1991г.) и Олюторское (2006г.) с $M = 5.9, 6.5$ и 7.1 , соответственно, заставили пересмотреть её районирование. В поисках объяснения была предложена конструкция литосферной плиты Берингии на северо-западе Тихого океана. На юге она ограничена Алеутско-Аляскинским сейсмическим поясом, на западе её граница выходит на п-ов Камчатку севернее п-ова Озерного, далее поворачивает на северо-восток и проходит по хребтам юго-запада Корякского нагорья и выходит, замыкаясь на Аляску. И если Корякское землетрясение ещё не вызвало повышенного в т.ч. научного интереса к сейсмичности юго-запада нагорья, то Хаилинское поставило вопрос о его роли в аргументации замыкания Берингии вдоль Корякского нагорья. Возник и вопрос о связи Хаилинского землетрясения с тектоническими структурами территории. А последующее Олюторское землетрясение поставило ещё более остро и вопрос о сейсмоопасности территорий побережья Берингова моря от Камчатского перешейка до Берингова пролива, как в научном, так и в прочих практических аспектах.

Сейсмичность вдоль Корякского нагорья не связана с механизмом современных сейсмофокальных процессов взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит, подобных приокеанской Курило-Камчатской зоне субдукции. По общепринятому мнению такого взаимодействия здесь нет.

Другой аспект новизны в сейсмичности территории проявился в необычном, по мнению сейсмологов, северо-западном простираии облака афтершоков Хаилинского землетрясения – ортогонально СВ тектоническому плану территории. План наследует окраину позднемезозойского континента на СВ Азии всеми известными структурами и не даёт ответа на сеймотектонический аспект локализации облака Хаилинского землетрясения.

Олюторское землетрясение имеет близкий и фактически единый плановый эпицентр основного толчка с таковым Хаилинского землетрясения. Территория облака его афтершоков перекрыла Хаилинское облако в центральной части своей территории. Совмещение площадей облаков землетрясений, совпадение эпицентров главных толчков, приуроченность к общим структурам дают основание рассмотреть их совместно.

Авторское обращение к геологическим аспектам локализации облака Хаилинского землетрясения СВ простираания показало, что в материалах геологических и геофизических съёмки м-ба 1:200 000 и крупнее территории очевидной аргументации сеймотектонической геоструктуры этого – северо-западного направления будто бы нет. Равно как и в ранних исследованиях других авторов такие

мнения не устанавливаются. Поэтому решено обратиться к переинтерпретации геофизических данных и к системному исследованию совокупности геолого-геофизических материалов на иной методологической основе – определяющей роли разломных дислокаций в развитии геоструктур территории активной окраины континента на юго-востоке Северо-Востока Азии.

Обзор геолого-геофизических исследований общей территории Хаилинского и Олюторского землетрясений

Три вышеперечисленных землетрясения породили проблему сейсмичности территории суши между Камчатским перешейком и Анадырским заливом (*рис. 121*). Они заполнили своеобразную брешь в заложении Аляскинско-Алеутского сейсмического пояса на его северной дуге. Была высказана мысль о вероятной литосферной плите Берингии (*Ландер и др., 1994*), которая северной дугой ярко очертила границы плиты. Дуга получила названия Корякского сейсмического пояса (*Левина и др., 2013*) и ещё более наполнилась содержанием, когда произошло Ильпырское землетрясение (13.03.2013 г., $M \geq 6.2$, $H = 27$ км) на Камчатском перешейке (*Яроцкий, 2013*).

Как пишет В.И. Левина с соавторами (2013) Корякский сейсмический пояс, как граница Берингии, протерпел существенное изменение против ранних представлений А.В. Ландера г. (*Ландер и др., 1994*). Самым сильным событием в поясе, зарегистрированном ранее, было Озерновское (мыс Озёрный) землетрясение 22.XI.1969 г. ($M \geq 7.3$, $H = 40$ км). И только после ряда незначительных событий произошло Корякское землетрясение 13.10.1988 г. ($M \geq 5.9$, $H = 26$ км), 8.III.1991 – г. Хаилинское землетрясение, а позднее – Олюторское событие 20.IV.2006 г. Эти два последних события и стали хорошими аргументами оформления как собственно Корякского пояса, так и замыкания малой литосферной плиты Берингия.

Территория облаков афтершоков Хаилинского и Олюторского землетрясений приурочена к долине р. Вывенки и ряда обрамляющих её горных хребтов, примыкающих к Олюторскому заливу Берингова моря. Это территория геологических съёмки м-ба 1:2000 000 на листах Р-58-XXVIII-XXX, XXXIV и Р-59-XXV, XXX. Материалы этих съёмки вошли в «*Карту полезных ископаемых...*» (1999) м-ба 1:500 000. На основании обобщения данных гравиметрической съёмки м-ба 1:200 000 по материковой части края С.Е. Апрельковым с соавторами (1997) составлена фундаментальная тектоническая схема м-ба 1:500 000. Это единственная и не изданная схема аргументируется в выделении тектонических элементов территории интерпретацией сводной гравиметрической карты этих же авторов, что позволяет уверенно проводить тектоническое районирование территории, а нам принять его с полным доверием к использованию. В нашем исследовании это выражено в принятии позиции авторов по выделению тектонических структур рассматриваемой территории, которая охватывает юг Центрально-Корякской и всю Олюторскую тектонические зоны (в терминологии названного источника) с их одноименными структурно-формационными зонами (СФЗ) (*Карта полезных ископаемых ..., 1999*).

Территория покрыта аэромагнитной съёмкой м-ба 1:200 000 (*Корнилов, 1971*) в 60-е годы прошлого века и вместе с гравиметрической съёмкой (*Белоусов и др., 2005г.*) обе они обеспечивают решение проблем регионального изучения. Выполнена и съёмка методом МТЗ м-ба 1:500 000 (*Мороз, 1991*), результатом которой является карта поверхности позднемезозойского и кристаллического фундамен-

тов. И хотя съёмка МТЗ захватывает на рассматриваемой территории лишь западную часть Олюторского облака афтершоков её результаты непосредственно относятся к проблеме глубинного строения территории. Ею подтверждена ранее известная Вывенская впадина в долине р. Вывенка и дано её положение в разрезе мезозойского чехла и кристаллического фундамента.

В 2004-2005 гг. по диагонали будущего Олюторского облака пройден региональный профиль МТЗ-МОВЗ «п. Корф – п. Верхнее Пенжино» с шагом пикетов 3 км (Белявский и др., 2007) (рис. 110, 112). Получены электрические и сейсмические характеристики глубинного строения крупных региональных геоструктур через кайнозойский и мезозойский окраины континента, юг мезокайнозойского Охотско-Чукотского вулканогенный пояса.

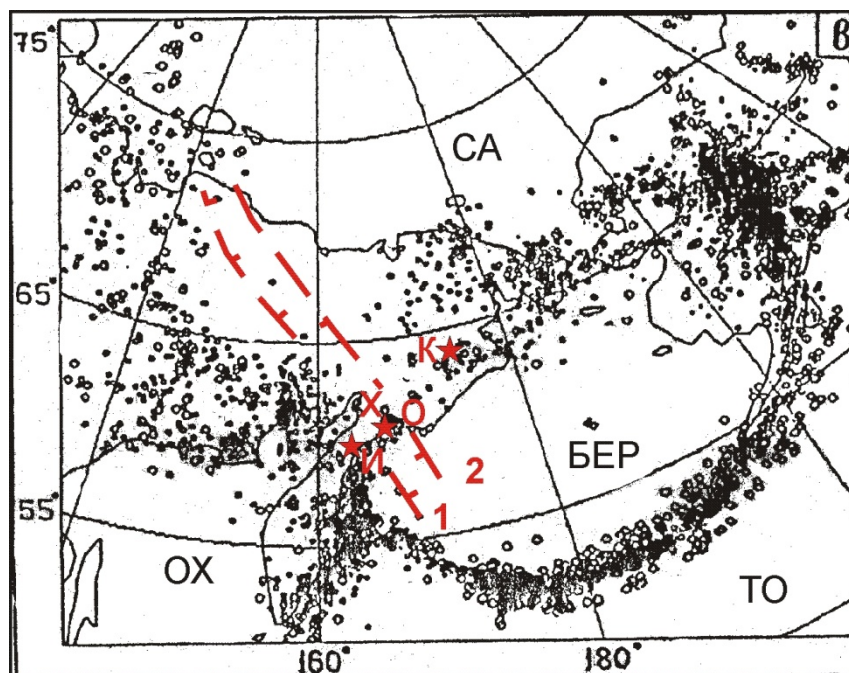


Рис. 121. Сейсмичность и современные границы плит Беринговоморского региона по данным на 1992 г. для Камчатки с $M > 3.5$, Алеутской дуги с $M > 5$ (Ландер и др., 1994; с дополнениями).

Современная мозаика плит: СА – Северо-Американская, ОХ – Охотская, ТО – Тихоокеанская, БЕР – предполагаемая Берингия. Дополнения: поперечные межглыбовые разломы – 1 – Парень-Галовско-Тиличический, 2 – Омолон-Каменско-Олюторский; землетрясения: К – Корякское, Х – Хаилинское, О – Олюторское, И – Ильпырское.

На крайнем южном отрезке профиль пересекает поперёк территорию Хаилинского облака в его центре. Касаясь сейсмичности территории, авторы связывают её с обдукцией со стороны океана и субдукцией с северо-запада, которые соприкасаются в районе границы-сочленения Центрально-Корякской и Олюторской СФЗ. Отмечено, что очаги Хаилинского и Олюторского землетрясений связаны с особенностями глубинного строения, но авторы не раскрывают это пояснением. В статье косвенно затронута проблема тектонической сейсмогенной структуры площади облака Хаилинского землетрясения и без анализа показано в разрезе земной коры положения эпицентров Олюторского землетрясения. Приведены разрезы геоэлектрические и сейсмические с выделением горизонтов коры, её подошвы (М) и подошвы литосферы (M_1). Показан ряд зон поглощения обменных волн, в частности, на южном отрезке профиля в интервале пк 219-226.

Один из соавторов вышеназванной статьи А.Г. Нурмухамедов в диссертационной работе (2005 г.) показал сложную конфигурацию так называемого Ирунейско-Ватынского надвига в Ильпинско-Тылговаямском прогибе на территории Олюторского облака, западная граница которого ограничивается Парень-Таловско-Тиличикским поперечным межглыбовым разломом (Яроцкий, 1974; 1986). Это принципиальная граница и фиксирует она резкое западное ограничение Олюторского облака афтершоков.

В 2006 г. от ПК 226 профиля (с. Хаилино) проложен на восток к р. Пахача аналогичный профиль, находящийся в обработке (Устное сообщение А.Г. Нурмухамедова, 2013 г.).

Материалы МОВЗ по профилю «п. Корф-п. Пенжино» переинтерпретированы А.В. Егоркиным (Федотов и др., 2011) и представлены в виде глубинного разреза с горизонтами по прослеженным пластовым скоростям. В отличие от ранее представленного разреза (Белявский и др., 2007), повторно выделена одна принципиальная зона потери корреляции горизонтов в коре и литосфере в интервале пикетов 222-225 профиля. Она оказывается приуроченной к середине эллипса афтершоков Хаилинского облака. Авторами высказано мнение о том, что эта потеря корреляции на глубинах 25-37 км, и трассируемая до глубин в верхней мантии, может рассматриваться в пределах Хаилинского блока как глубинное сочленение двух террейнов на территории Олюторской СФЗ: Олюторского и Говенского (рис.115).

Вопрос о сейсмогенной структуре Хаилинского землетрясения имеет ограниченную освещённость в исследованиях. Принципиально и конструктивно он поставлен в работе А.В. Ландера с соавторами (1994) при обращении к геоструктурной истории юга Корякии. Предложена гипотеза о наличии «древнего» (северо-западного) и современного «олюторского» (северо-восточного) структурных планов. Оба они рассматриваются как продолжение структур Камчатки и западного обрамления Командорской котловины. Выделено СЗ Ивтыгинское поднятие, дискордантное «древним» СВ структурам, с которым авторы связывают СЗ простиранье облака землетрясения. Заметим, что согласно геологическим и геофизическим данным СЗ план геоструктур Корякского нагорья на ЮВ на окраине древнего мезозойского континента, в т.ч. и на рассматриваемой территории неизвестен. Основной вывод авторского исследования сейсмотектоники заключён в утверждении, что «...Хаилинское землетрясение не лежит на крупном активном разломе; образовавшийся в пределах земной коры разрыв протяжённостью около 40 км является новой дислокацией» (стр. 118).

Повторно А.В. Ландер с соавторами (2007) обратился к вопросу о сейсмотектонической структуре Хаилинского землетрясения при исследовании Олюторского землетрясения 2006 г., облако которого своей центральной частью перекрыло площадь Хаилинского. Вновь говоря о неожиданной северо-западной ориентировке Хаилинского облака, авторы пишут об обнаружении на юго-востоке его очаговой зоны свежего поверхностного сейсморазрыва – чистого левого сдвига ЮВ-СЗ простиранья, но не упоминают своего мнения 1994 г.

Е.А. Рогожин с соавторами (2007), оценивая тектоническую позицию очага Олюторского землетрясения 2006 г., считает, что сходные решения доказательного механизма для его основного толчка, Хаилинского землетрясения 1991 г. и Озерновского события 1969 г. позволяют все сильные сейсмические проявления Восточной Камчатки и Вывенской зоны Корякии выделить в единую сейсмогене-

рирующую провинцию. Вопрос о сеймотектонической дислокации Хаилинского землетрясения в работе не рассматривается. Дана геоморфологическая схема сейсмодислокаций территории облака Олюторского землетрясения.

По материалам отчёта Камчатского филиала Геофизической службы РАН за 2006 г. автор настоящей монографии обратился к Олюторскому землетрясению, усмотрев определяющую связь события с элементами глыбово-клавишной структуры земной коры. Очевидной в то время была лишь высокая вероятность нашего мнения об ограничении распространения афтершоков землетрясения к юго-западу от с. Тилички, о чём говорилось нами ранее на одном из первых совещаний по событию (май 2006 г.). Здесь ограничителем рассматривался поперечный межглыбовый Парень-Таловско-Тиличикский СЗ разлом. Было заявлено, что зона разлома является принципиальной границей, в которой затухают волновые импульсы очага землетрясения. Это заявление основано, в т.ч. и на положении разлома в плоскости глубинного трога в поверхности подошвы литосферы, простирающегося на СЗ (330^0) (рис. 89).

Вторым аспектом локализации территории облака Олюторского землетрясения было определение её глубинного строения как блокового. В облаке, по предварительным данным обработки, нами было выделено четыре равновеликих площади с разной характеристикой распределения плотности облака афтершоков Олюторского землетрясения (рис. 110, 111). Один блок – Центральный выделен по подавляющему распространению афтершоков Хаилинского землетрясения. Однако, в дальнейшем по мере накопления последующих афтершоков и появления работы Ландера и др. (2007) возникла возможность изменить конфигурацию блоков. При этом сохранялась концепция блокового строения территории облака.

Методика исследования

Из приведенных сведений возникает постановка цели исследований: выявление тектонической сейсмогенной структуры Хаилинского землетрясения, как связи сейсмичности юго-запада Корякского нагорья с историей его геологического развития и прогноза возможного развития сейсмичности.

Выполнен геолого-геофизический анализ фактических данных, даны их интерпретации разными авторами и их обобщения. Методологической основой исследования проблемы является учение о разломной тектонике активных окраин континентов в зоне их сочленения с океаном. Методически это решается в авторской концепции глыбово-клавишной структуры земной коры окраин (*Яроцкий, 1973; 1986; 2007*). В рамках формирования этой разломно-глыбовой и блоковой структуры развивается блоково-клавишная структура вулканогенно-осадочных ярусов коры, их субстрата и метаморфического (кристаллического) фундамента – основы поиска глубинных разломных геоструктур территории.

Задачи исследования: выявление закономерных связей афтершоков Хаилинского и Олюторского облаков с геологическим строением, геоморфологией и аномалиями геофизических полей; расшифровка элементов глубинного строения территории; выявление особенностей геологической поверхности и их связи с глубинными структурами; построение глубинной модели территории Хаилинского землетрясения с определением сейсмогенной тектонической структуры.

Для решения задач привлечены данные: фактические – Каталоги землетрясений, карты магнитные (*Корнилов, 1971*) и гравитационные (*Белоусов и др. 2001*), геологические (*Карта полезных ископаемых..., 1999*); интерпретационные – карты

изолиний поверхности мезозойского и кристаллического фундаментов (Мороз, 1971), разрезы глубинные геоэлектрические и сейсмические (МТЗ-МОВЗ) (Белявский и др., 2007), сейсмические (Федотов и др., 2011), сейсмологические (Ландер и др., 1991; 2011); обобщения – тектонические (Апрелков и др., 1997; Яроцкий, 1976, 1986, 2006). Ссылка на эти источники дана не каждый раз во избежание лишних повторений, в отдельных случаях даны ссылки на эпизодическое использование других источников.

Геоэктоническая позиция территории облаков Хаилинского и Олюторского землетрясений

Облако афтершоков поперечного Хаилинского землетрясения оконтурено эллипсом (Ландер и др., 1994), который захватывает несколько звеньев продольных СВ региональных геоструктур на южной активной окраине мезозойского континента – Корякского микроконтинента (Апрелков и др., 1994). С севера на юг это геоструктуры: Корякский микроконтинент, полоса выходов меланократового фундамента зоны Вывенско-Ватынского глубинного разлома; Вывенский глубинный разлом; Вывенская впадина; Ильпинско-Тылговаямский прогиб; северная часть Говенско-Пылгинского антиклинория (рис. 125, 128). Эти же структуры охватывает и облако продольного СВ Олюторского землетрясения. Все названные геоструктуры образуют активную окраину континента и включаются в опущенную глыбу земной коры Олюторского залива.

Полоса выходов меланократового фундамента геотектонически является Вывенско-Ватынской южной границей позднемезозойского Корякского микроконтинента, расположенного к северу от неё, и Олюторской тектонической зоны – к югу. Полоса сложена вулканогенно-кремнистыми породами ватынской свиты и осадочными породами корякской серии – флиша (обе кампан) с сопутствующими им пластинами габбро и гипербазитов. Последние падают на юго-восток, и ограничены на юге полосы Вывенским глубинным разломом. В гравитационном поле полоса выходов ультраосновных пород отражена цепочкой эллипсовидных максимумов (А) (рис. 130), в магнитном поле – аналогичной цепью (рис. 129). К северу от них распространена обширная область глубоко отрицательного гравитационного поля и спокойного безаномального магнитного поля. Этим отражается 10-километровый разрез флиша Корякского микроконтинента. Эллипсовидные максимумы полей четковидных полос созданы блоками фундамента с интрузиями гипербазитов (Яроцкий, 2007). Этот тип поля известен к ЮЗ от рассматриваемой территории (Ветроваямский вулканоген), где блоковая структура фундамента установлена расчётно и по выходам интрузий диоритов на поверхность (Яроцкий, 1974). Полоса выходов ограничена парой глубинных СВ разломов, отражённых полосами высоких градиентов полей, в т.ч. на юге – Вывенским глубинным разломом (рис. 130). Таким образом, цепью идентичных эллипсовидных максимумов Δg , имеющих в своей природе блоковую структуру фундамента с интрузиями в центре, создана принципиально разными интрузиями в блоках: на западе это диориты, на востоке – гипербазиты. Граница между ними – Парень-Таловско-Тиличикский межглыбовый разлом.

Вывенский глубинный разлом ЮВ падения является южной плоскостью полосы выходов меланократового фундамента, на нём лежат комплексы Олюторской тектонической зоны. Согласно данным МТЗ (Мороз, 1991) последние образуют Вывенскую впадину с глубиной кровли мезозойского фундамента 3 км, кри-

сталлического – 10 км. Располагаясь в лежащем крыле полосы выходов фундамента и Вывенского глубинного разлома впадина является надразломной, а по составу вулканогенно-осадочных угленосных образований (*Карта полезных ископаемых...*, 1999) может быть отнесена к рифтогенной. Её ЮЗ продолжение от с. Хаилино является самым широким, а к СВ от него она сужается резко и выклинивается (*рис. 125*). Разрез впадины до кровли кристаллического фундамента сложен кайнозойскими породами от палеоцена по плиоцен. В нём нет намагничённых пород. Тем не менее, в магнитном поле впадина отражена положительной аномальной зоной с рядом локальных изометричных аномалий. Так как полоса выходов меланократового фундамента содержит систему пластин тел ультраосновных пород, то их крутое падение к ЮВ во впадине под породы кайнозоя и обусловило неожиданный магнитный положительный эффект на удалении от выхода тел.

Вывенская впадина является локальной геоструктурой северной части Ильпинско-Тылговаямского прогиба, выделяемого по выходам олигоцена-миоцена. Прогиб вместе с ней отражён отчётливым гравитационным минимумом. Однако в магнитном поле в южной части прогиба на удалении уже не ощущается положительного знака эффекта магнитных масс пластин гипербазитов – здесь установлена полоса магнитного минимума (B_1-B_3), отражающего толщу немагнитных осадочных пород гранитно-метаморфического слоя (*рис. 129*).

Южная часть облака афтершоков землетрясения захватывает в плане север ядра Говенско-Пылгинского антиклинория (палеоцен). Его и Ильпинско-Тылговаямский прогиб разделяет высокоградиентная ступень (Г) гравитационного поля (*рис. 130*), совпадающая с границей положительного и отрицательного магнитных полей. Собственно ядро антиклинория отражено изометричным гравитационным максимумом (Д) совпадающим с выходами палеоцена, а также выступом кристаллического фундамента (*рис. 130, 125*).

В материалах геологической съёмки масштаба 1:200 000, интерпретации гравитационных и магнитных полей, в изолиниях поверхности фундаментов коры нет данных предшественников о геотектонических СЗ структурах. Вместе с тем, нами обнаруживаются данные о разломных дислокациях как территории облака, так и сопредельных площадей. Этот аспект исследования строения территории кажется нам плодотворным и вытекает из общеизвестного положения о раздробленности активных окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса.

Согласно авторской концепции глыбово-клавишной структуры земной коры территория облака приурочена к центральной части опускающихся звеньев региональных структур в глыбе Олюторского залива (*Яроцкий, 1976, 2007 а*). Звенья вышеназванных структур заключены в глыбе земной коры двумя поперечными межглыбовыми разломами: Парень-Таловско-Тиличикским и Омолон-Каменско-Олюторским. На границе Центрально-Корякской и Олюторской тектонических зон в разрезе между этими разломами коры простирается на СВ рифтогенная Вывенская впадина. К ней приурочена северная площадь территории облака Хаилинского землетрясения, а её выклинивание происходит в направлении к зонам поперечных межглыбовых разломов.

История геологического развития территории Олюторского землетрясения

Согласно ряду признаков (*Геол. карта...*, 1972; 1975; *Карта...*, 1999), ЮВ окончание глыбы земной коры Олюторского залива длительное время находится в

режиме опускания. Окончание образуется системой клавиш вышеописанных продольных региональных палеоген-неогеновых геоструктур, начиная от Вывенско-Ватынского глубинного разлома, а сам разлом фиксирует край континента. Тенденция к погружению началась с раннего палеогена (ивтыгинская и иночвиваямская свиты) и продолжается в эоцене. В раннем миоцене-плиоцене морской бассейн углубляется (угленосные свиты) – это поздняя стадия развития окраины позднемелового континента и становления Олюторской СФЗ. В конце плиоцена и раннем плейстоцене происходит деформация глыбовой структуры по разломным дислокациям. С этими движениями связаны и деформации наложенных впадин в Олюторском заливе. В плиоцене формируются Вывенская впадина в Ильпинско-Тылговаямском прогибе.

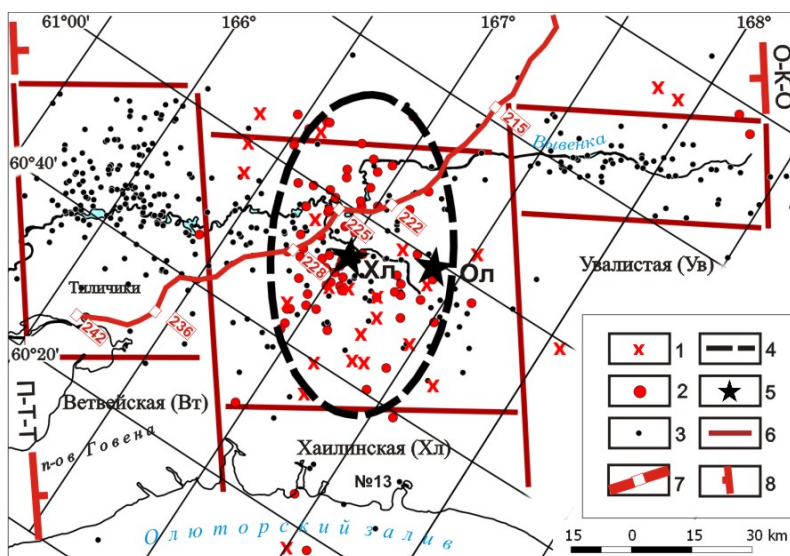


Рис. 122. Районирование территории облака афтершоков Олюторского землетрясения 2006г. с выделением площади облака Хаилинского землетрясения 1991г.

Афтершоки землетрясений: 1 – Хаилинское ($M_w = 6.5$) – за период 1991-1999гг. (*Каталог Камчатского филиала Геофизической службы РАН*); 2 – Хаилинское – за период 1991-1999гг (*Каталог USGS NEIC*); 3 – Олюторское ($M_w = 7.1$) – за период 2006г. – по н/в (*Каталог Камчатского филиала Геофизической службы РАН, $K \geq 9$*); 4 – эллипс, аппроксимирующий форму очаговой зоны Хаилинского землетрясения (*Ландер и др., 2007*); 5 – инструментальные эпицентры землетрясений: Хл – Хаилинского, Ол – Олюторского, № 13 ($M=6.6$); 6 – контуры площадей районирования территории облака Олюторского землетрясения; 7 – профиль МТЗ – МОВЗ «Корф-Верхнее Пенжино» (*Белявский и др., 2007*); 8 – поперечные межглыбовые сквозькорые разломы: П-Т-Т – Парень-Галовско-Тиличигский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский (*Яроцкий, 1986, 2007*). (*Примечание:* данные в пп. 1-3 получены И.Н. Василиюком).

Районирование территории облака Олюторского землетрясения и место в нём Хаилинского облака

Облако Олюторского землетрясения аппроксимировано эллипсом длиной 205 км. В нём – 93% всех афтершоков (*Ландер и др., 2007*). Нами аппроксимация выполнена в виде прямоугольников (*рис. 122*), сравнение которых с распределением плотности афтершоков (*рис. 123*) удовлетворительное. После получения начальных данных афтершоковой деятельности землетрясения в мае 2006 г нами была составлена первая схема районирования афтершоков Олюторского и Хаилинского землетрясений (*см. Главу VII*) (*Белявский и др. 2007*).

Впоследствии, после получения окончательного каталога за 1991-1999 гг. и использования Каталога NSGS NEIC, была составлена уточнённая схема районирования.

Согласно ранее проведенному районированию (Яроцкий, 2007 б) прямоугольникам даны те же названия: площади Ветвейская (Вт), Хаилинская (Хл) и Увалистая (Ув) (по именам реки, села и гор). Границы площадей удовлетворительно совпадают на профиле МТЗ-МОВЗ (рис. 124) с границами блоков в разрезе земной коры и иногда прослеживаются в её подошве (граница М).

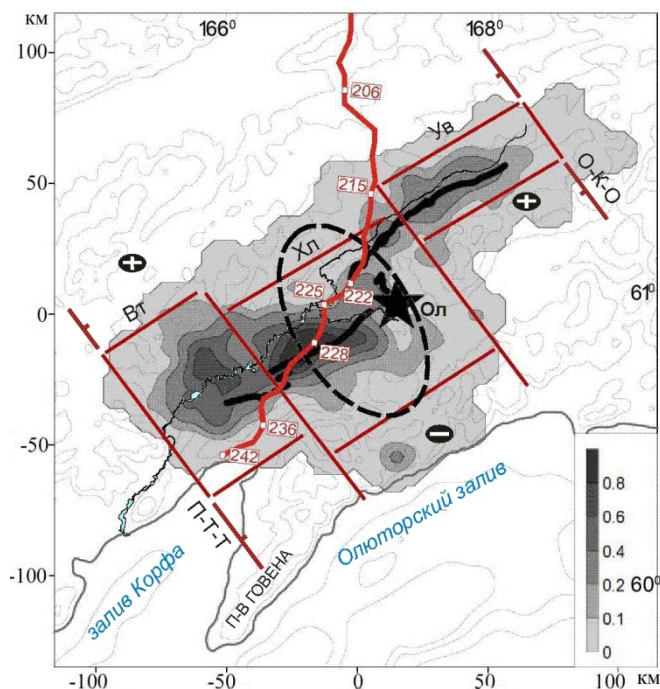


Рис. 123. Карта сглаженной плотности распределения афтершоков Олюторского землетрясения (Ландер и др., 2007) и профиль МТЗ-МОВЗ (Белявский и др., 2007).

Контуры площадей афтершоков облака Олюторского землетрясения. Цифры обозначают пикеты на юго-западном окончании профиля МТЗ-МОВЗ «Корф-Верхнее Пенжино». Площади: Вт- Ветвейская, Хл – Хаилинская, Ув – Увалистая.

Западная граница Ветвейской площади совпадает с поперечным Парень-Таловско-Тиличикским межглыбовым разломом, который, в свою очередь, совпадает с трогом (78 км!) в подошве рельефа литосферы – за границей к ЮЗ от разлома нет ни одного афтершока! (Яроцкий, 2010). Ещё одним фактом, подчёркивающим роль межглыбового разлома как западной границы Олюторского землетрясения, является граница зоны обдукции (Нурмухамедов, Мороз, 2008). Восточная граница площади на пк 236 отмечается разрывом и смещением глубинных границ Ф-К₁-К₂ по линии разлома. Она также видна и в выклинивании изолинии 10 км впадины кристаллического фундамента (рис. 125).

К востоку от Ветвейской площади следует Хаилинская площадь с эллипсом аппроксимации Хаилинского облака (1991 г.). Его западная граница на пк 230 отражена разрывом и смещением в горизонтах Ф-К₁-К₂ до глубин около 30 км. Восточная граница Хаилинской площади отражена разломом на пк 215, по которому разорваны и смещены границы Ф-К₁-К₂-К₃-М-М₁, а выше – и мезозойского (3 км) и кристаллического (10 км) фундаментов. Восточная граница следующей

Увалистой площади определена Омолон-Каменско-Олюторским поперечным межглыбовым разломом – узлом слияния рек Вывенки, Вахавнитваям, Вывыякакул (признак крупного разлома). Разлом за пределами рисунка, и по устному сообщению А.Г. Нурмухамедова (2013 г.), отчётливо выделяется на профиле МТЗ 2006 г., проложенном от пк 226 к востоку до р. Пахачи, подъёмом геоэлектрических и сейсмических горизонтов.

Приведём расшифровку границ в разрезе (рис. 124). Верхняя кора ограничена границей K_0 , внутри границей F отражено складчатое основание. Нижняя граница верхней коры – граница K_2 (Конрада), т.е. подошвы гранитного слоя или кровли базальтового. Её подстилает граница M (Мохо). Ниже неё лежит верхняя мантия M_1 со свойствами твёрдого тела. Вместе с верхней мантией и нижней корой она составляет литосферу.

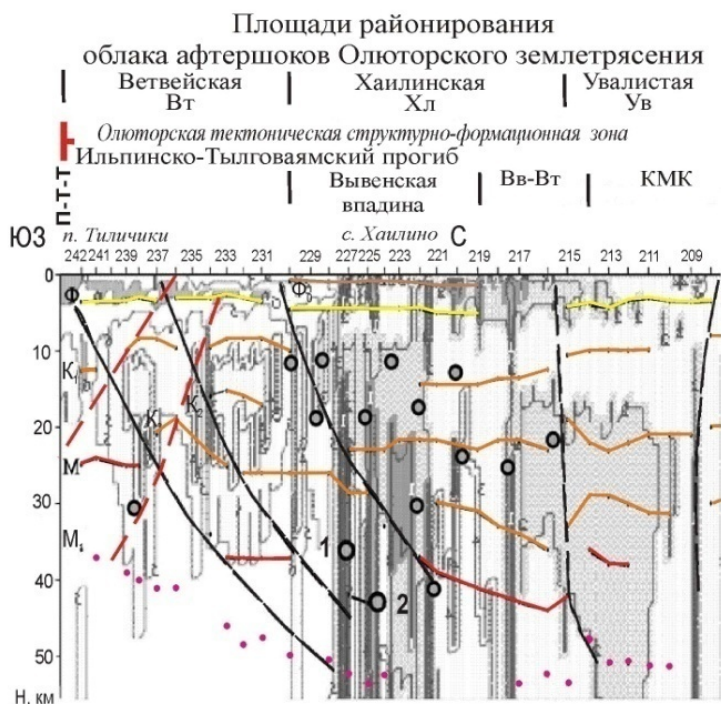


Рис. 124. Геоэлектрический разрез МТЗ с результатом глубинных построений по МОВЗ (Белявский и др., 2007; с дополнениями).

Дополнения: площади:

Ветвейская (Вт), Хаиллинская (Хл), Увалистая (Ув). Поперечные межглыбовые разломы: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличический; Вв-Вт – Вывенско-Ватынская тектоническая зона; КМК – Корякский микроконтинент.

Северные границы площадей на рис. 121 определены зоной Вывенско-Ватынского (Вв-Вт) разлома на южной окраине Корякского микроконтинента. Южные границы площадей

обусловлены продольным разломом, соответствующим границе Говенско-Пылгинского антиклинория (на юге) с Ильпинско-Тылговаямской впадиной (на севере). Границы находят адекватное содержание в геологической поверхности, геоморфологии, геофизических полях (рис. 128, 129 и 130). Таким образом, все линии аппроксимации площадей определены как разломные и далее площади рассматриваются как простирающиеся на глубину блоки земной коры.

Согласно поведению границ в коре (K_1 - K_2 - K_3), её подошве (M), подошве литосферы (M_1) блоки являются разноамплитудными. Наиболее погружен Хаиллинский блок. Ветвейский блок поднят наиболее, судя по горизонтам K_2 - M - M_1 , и несколько отстаёт от него приподнятый Увалистый блок.

Подобное чередование блоков вдоль звеньев клавиш установлено на Ветроваямском вулканогене (Яроцкий, 1976). Он расположен к западу от рассматриваемой опущенной глыбы Олюторского залива на ЮВ окончании поднятой глыбы полуостровов Говена-Ильпинского-Ильпыр и заключён между Парень-Таловско-Тиличическим (на СВ) и Ребро (Чемурнаут)-Анапкинским (на ЮЗ) поперечными межглыбовыми разломами. Здесь геолого-геофизическими данными и структур-

цев, 1974). Такая же конфигурация установлена для Авачинского грабена со ступенчатым погружением блоков его фундамента к центральной части (Апрелков, Попруженко, 2001). Заметим, что наиболее погруженным местом таких прогибов, является киль (Геологический словарь, 1973).

Блоковое строение фундамента в опущенных клавишах глыб может рассматриваться как закономерность, которую можно распространить и на поднятые клавиши, где наивысшее место перегиба является замком поднятий.

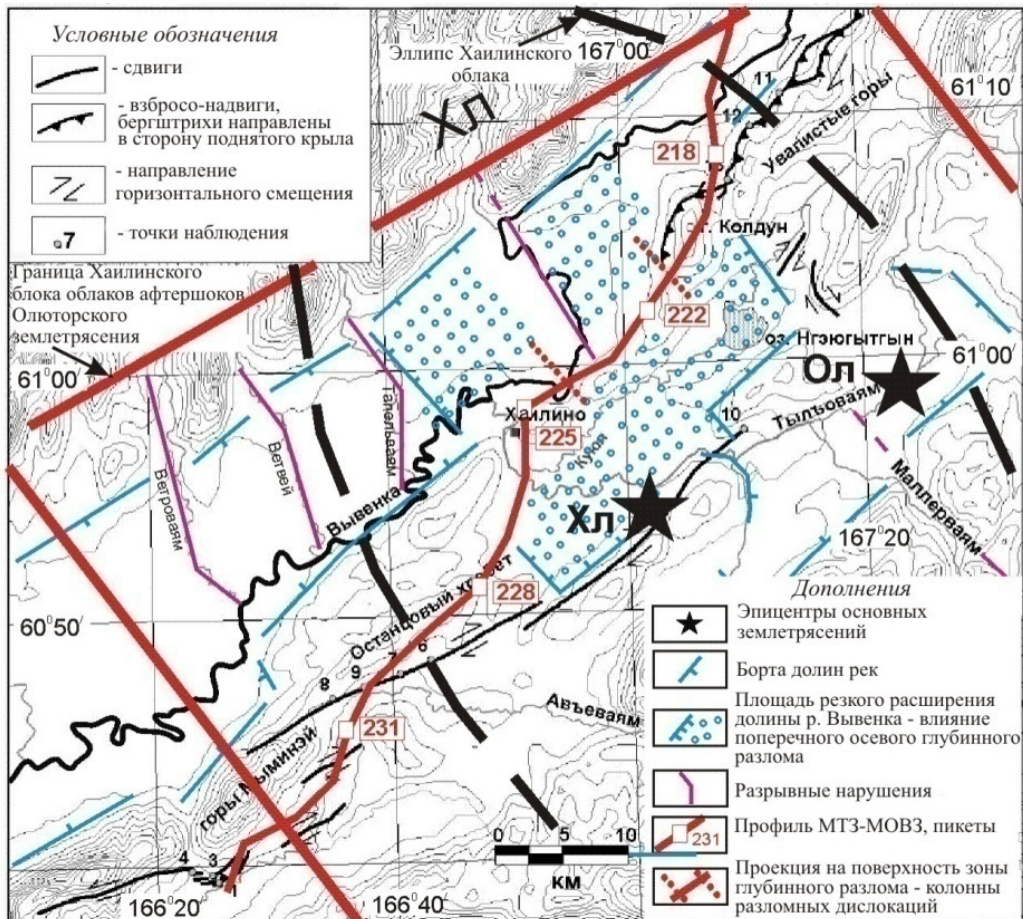


Рис. 127. Геоморфологический отклик (Рогожин и др., 2007; с дополнениями) на глубинный поперечный разлом – колонну разломных дислокаций на рис. 131.

Приведенная структура вулканогенно-осадочного яруса, кристаллического фундамента и нижележащих блоков даёт первое объяснение локализации площадей облака Хаилинского землетрясения как блока. Вторым результатом исследования районирования облака Олюторского землетрясения является прогиб горизонтов (слоёв) коры, отрезков региональных структур: Корякского микроконтинента, Вывенско-Ватынской зоны выходов меланократового фундамента, Ильпинско-Тыльговаямской впадины и севера Говенско-Пылгинского антиклинория, а также подошвы коры и поверхности подошвы литосферы согласно профилю МТЗ-МОВЗ. По разным горизонтам киль прогиба перемещается с глубиной: по горизонтам Ф-К₁-К₂ – он в интервале пк 219-226, а по горизонтам К₃-М-М₁ киль несколько смещается к востоку на пк 216-221.

Геоморфология территории облака Олюторского землетрясения

Геоморфологический облик территории определяют разломные дислокации, создающие рисунок рельефа и речной сети. Все горные хребты простираются на СВ, и зачастую делятся на отдельные части-звенья поперечными долинами притоков (*рис. 127*).

Геоморфологическим феноменом поверхности территории облака Олюторского землетрясения является долина р. Вывенки, берущая начало на востоке в воздымающейся глыбе Олюторского полуострова (оз. Горное). Впадина озера Нгеюгытгын на востоке заключена в 25 км от с. Хаилино. К ЮВ от озера от притока р. Вахавнитваям река имеет узкую (3-7 км) долину вплоть до резкого (!) расширения до 20 км (!) у озера Нгеюгытгын (Наюю-Гытхын). Здесь между ним и г. Майни-Наюю (581 м) на юге хребта Увалистые горы река выработала локальную долину размером 25 x 25 км. Далее к ЮЗ река уже течёт по новому руслу, смещённому к ЮВ на 12,5 км относительно старого. Первоначально река, текущая на ЮЗ, резко (на 90⁰) меняет направление на ЮВ и через 10,5 км вновь так же резко меняет направление на ЮЗ. По нему она выдержано течёт на протяжении 75 км до Парень-Таловско-Тиличикского поперечного разлома в устье р. Ветроваям (правый приток р. Вывенки). Далее в устье р. Ветроваям долина вновь меняет направление на юг с последующим поворотом вновь на ЮЗ.

На *рисунке 127* показана карта рельефа и гидросети долины р. Вывенки в пределах Хаилинской площади (Хл), показанной на *рис. 122*.

Разломные нарушения на территории облака афтершоков Олюторского землетрясения и его Хаилинского блока

Впадина озера Нгеюгытгын является ключом к пониманию простираения облака Хаилинского землетрясения (*рис. 127*).

Тектонические нарушения в виде дизъюнктивных дислокаций являются основным типом разломных структур и основным признаком активных окраин. Выше сказано, что в системе планетарной диагональной сети трещиноватости на территории отчётливо проявлена её СВ составляющая. Она отражена в простираении всех элементов региональных структур в геологическом пространстве и в геофизических полях. Менее проявлена СЗ составляющая, но она ярко выражена элементами в геоморфологии и гидросети территории облака, его магнитном и гравитационном полях.

По совокупности системных данных на территории блока Хаилинского эллипса афтершоков выделена глубинная разломно-блоковая структура, а в её продольной приосевой СЗ зоне – разломная глубинная дислокация в интервале пк 222-225 профиля «Корф-Верхнее Пенжино» (*рис. 124 и 131*). Разломные глубинные дислокации вдоль СЗ оси Хаилинского облака имеют принципиальное значение для решения проблемы сейсмичности и тектоники территории Хаилинского землетрясения, что будет аргументированно показано ниже.

Ещё один аспект неординарности положения облака Хаилинского землетрясения отметил Л.В. Ландер с соавторами (1994): деление им северо-западной сейсмической границы Берингии на Корякскую и Камчатскую части. Выскажем мнение о вероятной тектонической причине этого. Есть предположение о месте раздела (*Яроцкий, 2010*), основанием чему служит карта глубин залегания подошвы литосферы – место разрыва границы находится на продолжении широкого и глубокого трога в подошве литосферы к югу (*рис. 89*). К его оси приурочена зона

поперечного межглыбового сквозькорового Парень-Таловско-Тиличического разлома. Как очевидно (*рис. 122*), этот разлом является западной границей облака Олюторского землетрясения (*Яроцкий, 2005, 2007, 2008*): к юго-западу от него нет его афтершоков. С другой стороны, СВ граница трога трассируется и на облако афтершоков Хаилинского землетрясения и землетрясения №13 (Олюторского). Допуская неизбежные нестыковки сопоставления вследствие мелкого масштаба карты подошвы литосферы (1:10 000 000), но, тем не менее, обратив на него внимание, можно получить дополнительный мотив для раздумий. Уместно ещё сказать, что облака обоих землетрясений приурочены к зоне высокоградиентной СВ линии глубин подошвы с перепадом 17 км. Высокоградиентные линии на поверхности Земли фиксируются сейсмичностью, вулканизмом, рифтами, структурными швами, в рельефе и др. проявлениями корово-мантийного происхождения. Уместно вспомнить и деформацию Ирунейско-Ватынского надвига, отмеченного А.Г. Нурмухамедовым.

Согласно *рис. 124* максимальный прогиб геоэлектрических горизонтов по профилю и их киль приурочены к интервалу пк 225-237 (*рис. 124, 131*). Подъём границ происходит в сторону роста номеров пикетов, т.е. к ЮЗ (пос. Тиличики) и к р. Пахача на СВ. Геоэлектрические и скоростные горизонты начинают воздымание от пк 230 к ЮЗ. Другой подъём (на СВ) намечается для геоэлектрических горизонтов Ф-К₁-К₂-М-М₁ от пикета 215. В скоростном разрезе воздымается граница Ф-К₂-М₁.

Анализ имеющихся фактических данных, результатов их интерпретации и обобщения конкретизируют первоначальные задачи нашего исследования:

1. Выяснить глубинную структуру площадей районирования афтершоков землетрясения.

2. Доказать, что звенья региональных структур, заключённых в глыбе Олюторского залива, находятся в состоянии прогиба с его килем в центральной части глыбы.

3. Доказать, что глубинная зона потери корреляции горизонтов (поглощение обменных волн), на профиле МТЗ-МОВЗ в интервале пк 222-225 в районе облака Хаилинского землетрясения может рассматриваться как колонна разломных дислокаций с отражением её признаков на поверхности в геологическом пространстве и в геофизических полях.

Начнём с решения последней задачи.

Признаки разломной дислокации в интервале пк 222-225 профиля «Корф-Верхнее Пенжино»

Геологические и геоморфологические признаки на поверхности (*Карта полезных ископаемых..., 1999*):

- смещение русла р. Вывенки по СЗ разлому на юго-восток на 12,5 км, от правого борта долины к левому, с резким увеличением ширины долины вдвое у с. Хаилино. Это смещение является дискордантным восточной и западной частям русла, которые прямолинейны в обе стороны от смещения на протяжении по 75-80 км. На направлении разлома к ЮВ трассируются на СЗ истоки рек Миллерваям и Хатанваям, выклиниваются гряды горных хребтов (Горы Скалистые), на побережье Олюторского залива развит врез фиорда (бухта Сомнения) с изолированным афтершоком №13 Олюторского землетрясения, отстоящим к ЮВ от его эпицентра на 70 км (*рис. 129, 130*);

- транслируемый адекватно на отрезки сейсморазрыва Олюторского землетрясения разрыв по СЗ направлению русла и смещение его восточного и западного отрезков;

- интервал пикетов 228-225 к СЗ в пределах Корякского микроконтинента трассируется крутопадающим нарушением между хребтами Отран-Унуп и Хай-Коины, как ограничителем интрузии габбро (выс. 1004 в вилке истоков Майни-Имланваем) и далее на СЗ вдоль р. Таловки, разделяя протерозой (на востоке) от нижнего мела (на западе).

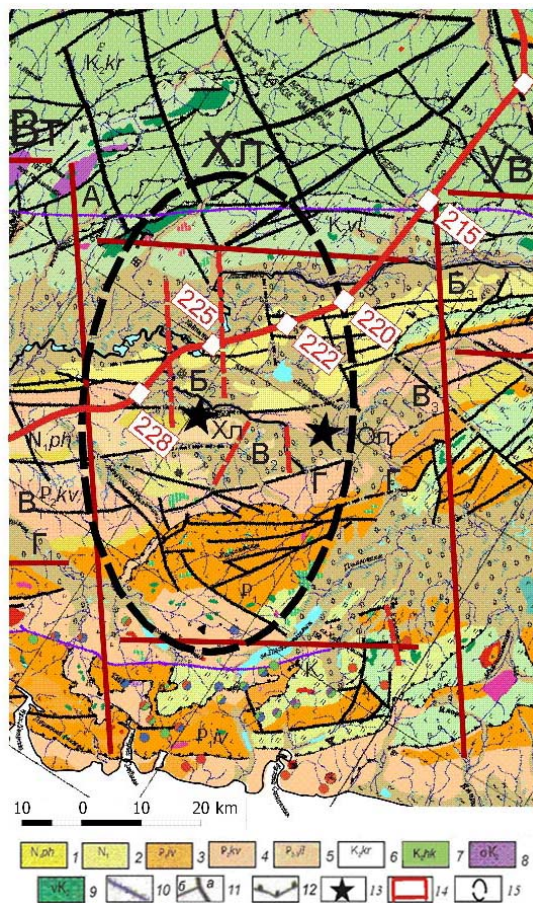


Рис. 128. Геологическая карта разломных нарушений установленных (Карта..., 1999) и интерпретационных.

1 – неоген, миоцен. Пахачинская свита; 2 – миоценовый вулканический комплекс; 3 – палеоген, палеоцен. Ивтыгинская свита; 4 – палеоген, эоцен. Ковачинская свита; 5 – палеоген, эоцен-олигоцен. Ильинская серия; 6 – верхний мезозой, кампан. Ватынская свита и корякская серия; 7 – маастрихт. Хакинская свита; интрузивный ультраосновной комплекс; 8 – перидотиты, серпентиниты, 9 – габбро; тектонические границы: 10 – структурно-формационных зон; 11 – крутопадающие главные (а), прочие (б); 12 – пологие разломы; 13 – землетрясения: Хл – Хаилинское, Ол – Олюторское, № 13; 14 – контур районирования блоков-площадей афтершоков Олюторского и Хаилинского землетрясений; 15 – эллипс аппроксимации Хаилинского землетрясения; К – Корякский микроконтинент.

Площади районирования: Вт – Ветвейская, Хл – Хаилинская, Ув – Увалистая.

Приведен южный отрезок профиля «Корф-Верхнее Пенжино» и его пикеты (215, 222, 225, 228).

- трассирование интервала на СЗ совмещается в 70 км от профиля с долиной р. Уннэйваем, которая прямолинейно простирается к СЗ на 33 км и далее;

- на трансляции интервала пикетов 222-225 к ЮВ расположен центр блокового ядра Говенско-Пылгинского антиклинория (палеоцен, ивтыгинская свита), палеоцен-олигоцена (ильинская серия) и верхний мел-палеогена (инетываямская свита). Ядро лежит в пределах границ Хаилинского блока и насыщено в интервале пикетов малыми интрузиями ультраосновных пород олигоцена – единственным местом их концентрации на юге глыбы Олюторского залива;

- к северу от Хаилинского блока облака афтершоков в разрезе Корякского микроконтинента выделяется единственная на юго-западе Корякии площадь, густо насыщенная крутопадающими СЗ разломами, ограниченная продольными СЗ границами блока (рис. 128).

К этой площади насыщения разломами приурочена единственная площадь распространения надвинутых крупных ультраосновных платиноносных интрузий в материковой части региона. Всего на этом направлении (330^0) признаки разломных дислокаций в геологии прослеживаются на 300 км (!) (Карта..., 1999).

Геофизические признаки:

- в магнитном поле субрегиональный максимум долины р. Вывенки СВ простирается испытывает раздвиг между пикетами 222-225. В нём локализуются локальные аномалии СЗ простираются, поперечные простираются максимуму (рис. 129);



- в гравитационном поле установлен пережим на востоке локального минимума (рис. 130);

- в геоэлектрическом поле к интервалу приурочено замыкание изолиний Вывенской впадины в кровле мезозойского и кристаллического фундаментов, а на продолжении интервала к югу выделено локальное поднятие (2-3 км) в кровле кристаллического фундамента (рис. 125);

Рис. 129. Карта аномального магнитного поля (Корнилов, 1971; с дополнениями).

Условные обозначения см. рис. 128.

Синим цветом обозначены положительные значения поля, красным – отрицательные, красными штрихами – нарушения интерпретационные.

- в распространении обменных волн интервала пк 222-225 выделяется зона поглощения (рис. 124);



Рис. 130. Карта гравитационного поля (Белусов и др., 2001 г; с дополнениями). (Условные обозначены см. на рис. 128).

Жёлтым и коричневым цветом обозначено положительное поле, зелёным – отрицательное, красными штрихами и точками – нарушения интерпретационные.

1 – осевая линия разрыва и смещения русла р. Вывенки.

- разрыв и смещение русла р. Вывенки приурочены к интервалу пикетов 222-224 профиля МТЗ-МОВЗ, на котором выделена глубинная колонна разломных сквозькорových дислокаций (рис. 131);

- на трансляции интервала пикетов к ЮВ расположено землетрясение № 13 (рис. 130).

- в интервале пикетов установлен разрыв сейморазрыва Олюторского

землетрясения по СЗ линии;

Перечень даёт достаточное основание для утверждения: зоны поглощения (Белявский и др., 2007) и потери корреляции (Федотов и др., 2010) обменных волн по горизонтам коры в интервале пк 222-225 отражают колонну разломных дислокаций, прослеженную от подошвы литосферы через всю земную кору до кровли кристаллического (метаморфизованного) фундамента. На поверхности она проявляется сейсмогенной тектонической разломной структурой Хаилинского землетрясения.

В верхних горизонтах коры дислокация отражена в аномалиях магнитного, гравитационного и электрического полей, а на поверхности – рядом признаков в геологии и геоморфологии. Разлому дано название Хаилинский.

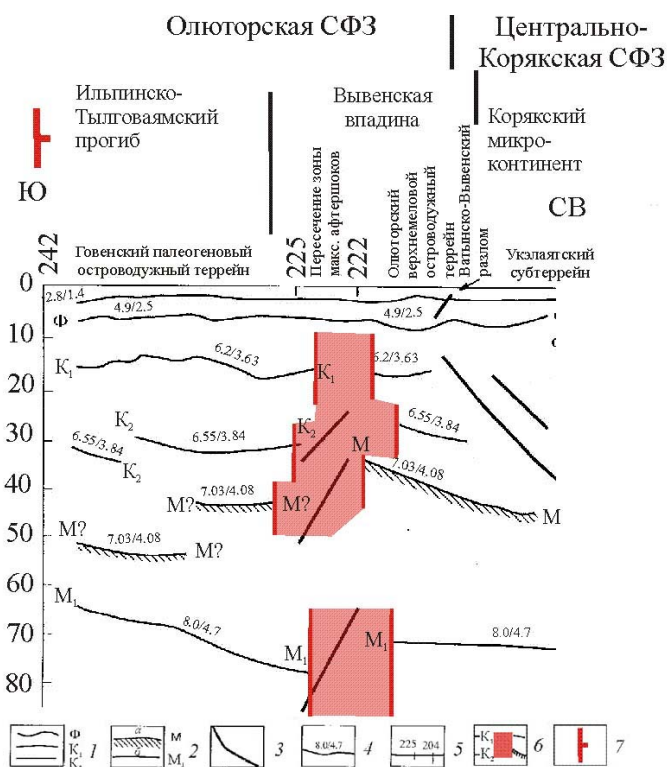


Рис. 131. Положение коро-мантийной колонны в разрезе литосферы территории Олюторского и Хаилинского землетрясений (с использованием материалов Федотов и др., 2011; с дополнениями).

1 – прослеженные отражающие границы в земной коре, 2 – прослеженные мантийные границы: а – Мохо, б – внутримантийный отражающий горизонт; 3 – разломы, 4 – значения пластовых скоростей над отражающими границами: продольных волн/поперечных волн, км/с, 5 – номера станций.

Дополнения: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский поперечный межглыбовый разлом; 6 – колонна коро-мантийная – осевая зона облака афтершоков Хаилинского (1991г.) землетрясения, трассируемая на трог (81 км) в рельефе подошвы литосферы (Геологический атлас..., 1996).

Вероятный механизм образования колонны глубинных и поверхностных сейсмогенных дислокаций Хаилинского и Олюторского землетрясений

Южный отрезок профиля МТЗ-МОВЗ в интервале пк 242-210 лежит в опущенной клавише коры глыбы Олюторского залива. Для неё показан подъём к поверхности краевых частей горизонтов на СВ и СЗ, т.е. к зонам поперечных межглыбовых сквозькоровых разломов Парень-Таловско-Тиличикскому (на ЮЗ) и Омолон-Каменско-Олюторскому (на СВ). При этом, горизонты образуют своеобразную Ильпинско-Тылговаямскую синклиналь-прогиб, в которой длина по линии СЗ-СВ прогиба растёт с глубиной.

Это отражено в увеличении длины Вывенской впадины в кровле кристаллического фундамента (Мороз, 1991), видно в увеличении длины прогибов горизонтов K_1 - K_2 - K_3 - M_1 с глубиной. Прогиб разбит серией СЗ разломов, ограниченных и продольными разломами, т.е. является грабен-синклиналью со ступенчатым увеличением глубины к средней своей – Хаилинской части. Такие же геоструктуры

установлены для клавиш коры Кроноцкого (Мелекесцев, 1974) и Авачинского заливов (Апрелков и др., 1999).

Разрез земной коры территории облака афтершоков землетрясений представляется в виде прогиба в коре, её подошве и подошве литосферы длиной около 175 км между пикетами – 242-224-208 (в продолжении продольного прямолинейного направления профиля МТЗ-МОВЗ на СВ) и пикетов 242-208 (в продолжении продольного прямолинейного направления профиля на СВ).

Максимальный прогиб слоёв коры приурочен к зонам потери корреляции обменных волн, что отражается прерывистостью горизонтов. На основании потери корреляции горизонтов K_2 - M - M_1 выделяется в интервале пк 222-225 (Федотов и др., 2011) глубинная граница как шов между Олюторским и Говенским террейнами (рис.131). Нами она трактуется (рис. 132) как дизъюнктивная вертикальная колонна СЗ простирания. Симптоматична приуроченность к этому интервалу главных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений (их расхождение в плане находятся в пределах инструментальной ошибки определения).

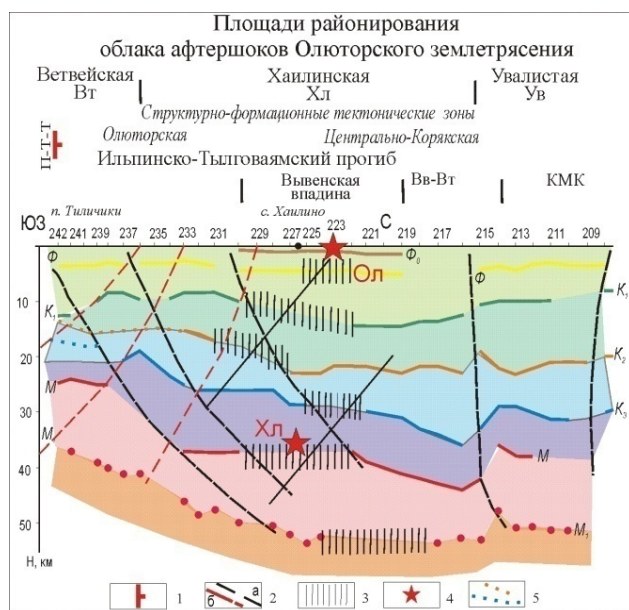


Рис.132. Модель поперечной разломной дислокации в клавише опущенной глыбы Олюторского залива. Сейсмогенная тектоническая структура Хаилинского землетрясения.

Разломные дислокации: 1 – поперечные межглыбовые сквозькоровые разломы – Парень-Таловско-Тиличический (П-Т-Т); 2 – разломы: а – выделенные по местам потери корреляции границ в складчатом основании, кристаллическом фундаменте, коре, Мохо и в верхней мантии, б – авторская интерпретация; 3 – участки потери корреляции границ в коре и верхней мантии (Федотов и др., 2011) и зоны поглощения обменных волн (Белявский и др., 2007); 4 – эпицентры основных толчков; 5 – транслируемые границы.

Примечание: Для удобства рассмотрения профиль на приведенном отрезке перевёрнут зеркально с окончанием номеров

слева. На пикетах 233, 229 приняты данные совмещенного сейсмического и геоэлектрического разрезов. Структуры (Апрелков и др.,1997): Вв-Вт – Вывенско-Ватынская зона выходов пород меланократового фундамента; КМК – Корякский микроконтинент.

Если рассматривать глубинный разрез как упорядоченное напластование изотропных осадков, отражающее Ильпинско-Тылговаямскую впадину, то в максимальном их прогибе – в киле концентрируются тектонические сжимающие (?) напряжения. Они приводят к миграции вверх пор, пустот, вакансий пород, образующих колонну разлома. В низу колонны в 1991 г. возник основной толчок Хаилинского землетрясения ($H=35$ км), а в 2006 г. в её приповерхностной части произошёл основной толчок Олюторского землетрясения ($H=0,6$ км). Разгрузки напряжений привели в 2006 г. к разрыву рельефа на поверхности, т.е. к формированию сейсморазлома.

Предложенная концепция сеймотектонической дислокации СЗ ориентировки Хаилинского землетрясения проливает свет на тектоническую локализацию облака Олюторского землетрясения. Если принять точку зрения (Федотов и др.,

2011) о колонне разломных дислокаций как о глубинной тектонической границе Олюторского и Говенского террейнов, то следует полагать её северо-восточное простираие. Эту границу и унаследовал механизм релаксации Олюторского землетрясения, возникшей в колонне.

Убедительный факт устанавливается в совмещении профиля МТЗ-МОВЗ (в редакции С.А. Федотова с соавторами, 2011) с положением сейсморазрывов Олюторского землетрясения (Ландер и др., 2007; Рогожин и др., 2007). Они разорваны и смещены своими отрезками по СЗ линиям именно в интервале пикетов 222-225!

Подход к распределению сглаженной плотности распределения афтершоков Олюторского землетрясения (рис. 123) даёт основание к обособлению в его облаке Хаилинской части. Она смещена к ЮВ относительно восточной части, отличаясь как простираием её оси (около 90^0), так и величиной плотности распределения. Юго-западное обрамление облака отчётливо ограничено поперечным межглыбовым Парень-Таловско-Тиличикским разломом, СВ часть облака лежит на линии разломной дислокации, фиксирующей описанную сейсмогенную структуру Хаилинского облака афтершоков и его основного толчка. Такое смещение частей облака может говорить о подвижке Хаилинского блока к югу по «салазкам» разломов, ограничивающих блоки. Вполне вероятно, что здесь реализуется механизм, предложенный Л.Н. Лобковским (Лобковский, Баранов, 1984).

Предложенная структура локализации Хаилинского облака рассматривается как вероятная сейсмогенерирующая тектоническая (разломная). Её конструкция косвенно аргументирована Ильпырским землетрясением (13.03.2013г., $H=23,7$ км, $M=6.2$). Его афтершоки простираются линейной полосой от основного толчка на суше на 150 км на ЮВ в акваторию Карагинского залива на северную оконечность о. Карагинский. Афтершоки расположены примерно на оси опущенной клавиши-глыбы Кичигинского залива и почти без исключения расположены на линии простираия (330^0-150^0). Здесь также предполагается разломная дислокация в центре-киле прогнутого геологического разреза земной коры. Дислокация подтверждается долиной р. Белой в её низовьях и рядом СЗ разломов (длиной 6-14 км).

Примечательно, что основной толчок землетрясения расположен вблизи высокоградиентной линии поверхности подошвы литосферы. Линия фиксирует к СЗ от неё воздымание (66 км), а к ЮВ – опускание (70 км) глубин поверхности. Другой примечательностью Ильпырского землетрясения является ограничение его линией афтершоков на СЗ простираии Лесновского поднятия. К этой линии приурочена также линия обдукции (Нурмухамедов, 1991).

Вероятно, что даже три факта локализации землетрясений в замках прогнутых слоёв земной коры на активной окраине древнего континента ещё не являются закономерностью. Имеется возможность анализа облаков землетрясений прошлых лет с целью выявления закономерных связей тектоники и релаксации сейсмогенных напряжений. Об этом говорит факт положения облака Усть-Камчатского землетрясения 1974 г. (Федотов и др., 2012).

Оба землетрясения Хаилинское и Олюторское не имеют чётко выраженной связи с региональными структурами активной окраины верхнемезозойского (K_2) континента, но облака их афтершоков в плане приурочены к локальной Вывенской впадине как осевой части Ильпинско-Тылговаямского синклинория (прогиба). Впадина может отражать глубинные сочленения двух террейнов.

При очевидном совмещении в плане Олюторского облака с Вывенской впадиной его основной толчок лежит в сейсмогенной разломной структуре Хаилинского землетрясения. Колонна сквозькоровой (сквозьлитосферной – согласно, Федотов и др., 2010) разломно-трещинной вертикальной дислокации – источник Хаилинского землетрясения 1991 г. Оно и триггер Олюторского (2006 г.), и может рассматриваться и как сильный форшок.

Сейсмогенная колонна приурочена к разлому на киле самой прогнутой и напряжённой части опущенной глыбы земной коры Олюторского залива, отражённой на поверхности Вывенской впадиной. Разлом простирается на северо-запад вкрест СВ осевой линии глыбы Олюторского залива, пересекая продольную СВ ось синклинория. Эта ось трассируется, вероятно, глубинным сочленением Олюторского и Говенского террейнов (Федотов и др., 2010), вдоль которого развит Ильпинско-Тылговаямский синклинорий (прогиб), а выше – его Вывенская впадина. Сочленение может являться также той сейсмодислокацией, в которой локализована самая активная часть афтершоковой деятельности Олюторского толчка, как своеобразного волновода упругих колебаний.

Форшок Хаилинского землетрясения и «его афтершок» – Олюторское землетрясение, наследуют тектонический – разломный план диагональной сети трещиноватости на активной границе позднемелового континента (Корякский микроконтинент) и новообразованной его окраины (Олюторская тектоническая зона). Разломный план содержит СВ и СЗ разломные дислокации в ранге геоструктур и разломов. Северо-восточное направление ярко выражено продольными структурами, наращивающими окраину континентов в разное время её жизни. Они разделены на самые крупные звенья-отрезки поперечными межглыбовыми сквозькоровыми региональными разломами. Звенья последовательно наращивают глыбы СЗ простирания – самые молодые на краю континента (кватер) и все более древние на удалении от него. Внутри глыб релаксация планетарных напряжений одновременно формирует геоструктуры более низкого ранга в пределах слоёв, ярусов, этажей (твёрдых тел). Образуется система линейных разноамплитудных блоковых структур.

Выводы

1. Хаилинское землетрясение связано с тектонической – дизъюнктивной колонной сквозькорового заложения близ с. Хаилино, находящейся на глубинном сочленении звеньев регионального прогиба и горст-антиклинория СВ простирания и осевого внутриглыбового Хаилинского СЗ разлома. Дизъюнктивная колонна трещиной простирается на юго-восток (150^0) к бухте Сомнения на побережье Олюторского залива, а на северо-запад ($330-150^0$) – на несколько десятков км через Корякский микроконтинент, возможно (?), даже в пределы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Колонна возникла в киле прогнутого разреза земной коры, её подошвы и подошвы литосферы, локализованного в опущенной глыбе Олюторского разреза. Удивительным фактором ограничения СЗ простирания облака Хаилинского землетрясения является преграда, поперечная простиранию его продольной оси к СЗ от основного толчка. Эта преграда – проекция на поверхность высокоградиентной линии в поверхности подошвы литосферы с перепадом глубин до 17 км! И с этой линией совпадает изгиб положения фронта обдукции на поверхности от п. Оссо-ры до р. Пахачи! Вряд ли это простое совпадение! На глубине 35 км в колонне

произошла релаксация напряжений – возник основной толчок Хаилинского землетрясения 1991 г., подготовившего его колонну к Олюторскому землетрясению 2006 г., возможно, и событие № 13 2006 г.

2. Распределение облаков афтершоков ряда землетрясений на активной окраине континента говорит о своеобразной разгрузке процесса напряжений в очагах. В первые дни или даже часы афтершоки трассируются подавляюще в одном направлении, спустя время – в ортогональном ему, при этом продольные осевые линии облаков лежат на линии осевого продолжения поднятых либо опущенных клавиш глыб прибрежья с суши в акваторию.

3. Исследование сейсмичности в пределах Тихоокеанского подвижного пояса на его активных окраинах континентов продуктивно в рамках концепции глыбо-клавишной структуры земной коры и блоков-клавишей её разрезом.

ГИПОТЕЗА О ЛОКАЛИЗАЦИИ ОСНОВНЫХ ТОЛЧКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПЕРЕГИБАХ ГЕОСТРУКТУР СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА АЗИИ В КОРЯКИИ И НА КАМЧАТКЕ

3.VII.5.

Мороз Ю.Ф. «*Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ*» (1976). При рассмотрении результатов работ методами ТТ, МТЗ, ВЭЗ по сети 5x10 км на северо-востоке Камчатки – побережье Карагинского залива от р. Эмиваям до р. Вывенка, автор констатирует наличие единого опорного горизонта в кровле докайнозойского комплекса и связь проводимости кайнозойских осадков с их мощностью в разрезе.

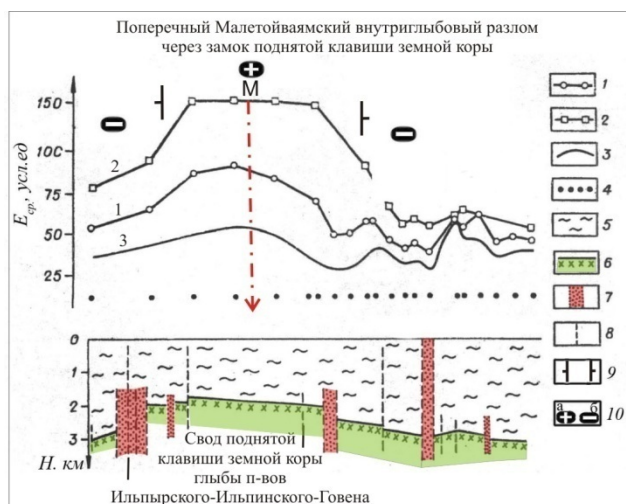


Рис. 133. Сопоставление данных электроразведки ТТ и сейсморазведки КМПВ по профилю, пересекающему Ильпинский п-ов (Морозу, 1976, 1991; с дополнениями).

1 – график $E_{ср}$; 2 – график E_{\perp} ; 3 – график E_{\parallel} ; 4 – пункты ТТ; 5 – кайнозойские осадки; 6 – преломляющая граница (докайнозойское основание); 7 – зоны тектонических нарушений; 8 – разрывные нарушения. Дополнения: 9 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 10 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб ко-

ры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); М – поперечный осевой разлом – Малетоиваямский воздымающейся глыбы п-вов Ильпыр-Ильпинский-Говена.

Эта связь прослеживается в сопоставлении поля ТТ с преломляющей границей КМПВ и их качественном совпадении по форме графиков кривых (рис. 133.). Зоны тектонических нарушений по данным КМПВ отражаются градиентами поля ТТ.

На карте средней напряжённости поля ТТ ярким элементом являются градиентные зоны и линии, относимые автором к влиянию складчато-блоковой тектоники.

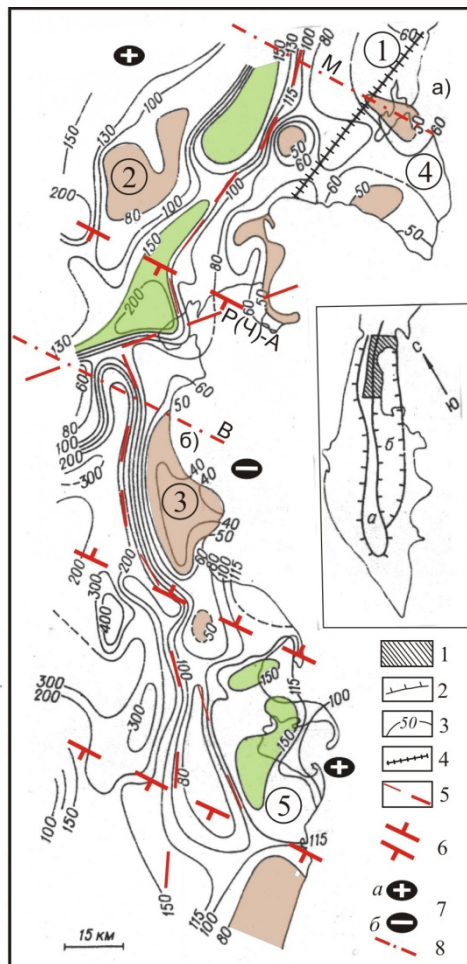


Рис. 134. Карта средней напряжённости теллурического поля Восточной Камчатки. Контуры структурных элементов нанесены по схеме тектонического районирования Камчатки, составленной под редакцией В.Г. Васильева (Мороз, 1976; с дополнениями).

1 – площадь, изученная съёмкой ТТ, МТЗ, ВЭЗ; 2 – границы между структурными элементами (а – Срединно-Камчатская зона поднятий; б – Центрально-Камчатский прогиб); 3 – изолинии E_{cp} в усл. ед.; 4 – сейсморазведочный профиль КМПВ.

Дополнения: 5 – вероятные поперечные разломы. Цифрами в кружках обозначены впадины: 1 – Вывенская, 2 – Анапкинская, 3 – Кичигинская; поднятия: 4 – Ильпинское, 5 – Тымлатское; 6 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский; 7 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)); 8 – поперечные разлом: через свод (замок) поднятой клавиши земной коры (а) – Малетойваямский (М); то же, через киль опущенной (прогнутой) клавиши земной коры Кичигинского залива (б) – Валуваямский (В).

Локальные аномалии поля относятся и на счёт положительных и отрицательных структурных элементов. Построена структурная карта, параметры которой определены по корреляционной связи данных КМПВ и поля ТТ.

Приведённая карта отражает поведение поверхности опорного горизонта, отождествлённого с кровлей докайнозойского основания. В северо-восточном направлении параллельно друг другу простираются Лесновско-Ватынский антиклинорий и к востоку от него – Ильпинско-Литкинский прогиб. Первый протягивается, судя по данным магнитного и гравитационного полей, под Парапольским долом на северо-восток. В бассейне р. Анапки автор выделяет Верхне (?)-Анапкинскую синклинали, осложняющую антиклинорий.

Комментарий

В разрезе кайнозойских отложений северного окончания Лесновско-Ватынского антиклинория в отложениях корфской серии среднего-верхнего миоцена среди вулканитов (базальты, андезиты) и осадков (песчаники, конгломераты, аргиллиты) присутствуют бурые угли, которые образуют пласты в т.ч. с промыш-

кварцитов в зоне Вывенского глубинного разлома, наиболее ярко выраженного внутренним блоковым строением протяжённого СЗ линейного разноблокового горста, слагающего зону разлома, яркой линейной миграционной минеральной зональностью, отчётливым геоэлектрическим разрывом по данным ВЭЗ (Яроцкий, 2007).

Малетойваямский рудоконцентрирующий разлом проявлен как разломно-блоковая структура в гравитационном поле (см. также раздел 3.VI.4 «Геолого-геофизические закономерности...», *рис. 94*). Путём трансформации поля съёмки масштаба 1:1000 000 с получением остаточных и разностных аномалий с разными радиусами осреднения, выделена полоса СЗ простирания, сложенная знакопеременным чередованием минимумов и максимумов. Согласно геологическим и геоморфологическим данным аномалии отражают разноамплитудные опущенные и поднятые блоки вулканогенно-осадочного разреза корфской свиты (*Геологическая карта..., 1976*) с выводом на поверхность в последних вторичных кварцитов. О степени движений говорит разрез кварцитов на проявлении Южном: в зоне разлома на водоразделе вскрыты высокотемпературные кварциты с накритом, диккитом, андалузитом, жильным кварцем с Au, Ag, Cu.

Зона разлома пересекает Вывенский глубинный разлом, а к крайнему югу в ней – дельта слияния рек Гатымынваям, Навлигинмываям, Лигинмываям – бухта Гека. Примечательно, что зона ограничивает распространение к ЮЗ выходов диоритов на правобережье р. Лигинмываям, имеющих в зоне СЗ простирание. Зона разлома проходит через месторождения Юбилейное, Малетойваямское, проявление Талюльваямское. Согласно магнитному полю она трассируется на СЗ на Рекинникскую губу, где «обрезает» простирание эоценовых комплексов Западно-Камчатского вулканического пояса к ЮВ. К северо-востоку от зоны картируются олигоценые вулканиты (*Карта полезных ископаемых..., 1999*). Ещё более примечательным является положение зоны Малетойваямского разлома в плане – в центре поднятой глыбы земной коры полуостровов Ильпыр-Ильпинский-Говена. Зона фиксирует, как видно на *рис. 129* замок поднятия, о чём говорят вышеупомянутые минералогические особенности разреза, интенсивность полей (ΔT) и Δg , выход на её юге Ильпинского поднятия (ивтыгинская, палеоцен, килакирнунская свиты, эоцен), глубоко вдающаяся в сушу бухта Гека с эстуариями рек.

Тектоническая роль металогенического – рудоконцентрирующего разлома – внутриглыбовая. Он играл, наряду с другими СЗ разломами территории, формирующую роль геоструктуры Ветроваямского вулканогена на своде поднятия отрезка миоценового Корякского вулканического пояса на юго-восточной окраине позднемезозойского континента. Вероятно, что в Корякском сейсмическом поясе геоструктура Ветроваямского разлома может играть некую сеймотектоническую роль.

По сравнению с Малетойваямским внутриглыбовым разломом Анапкинский и Отырынваямский фланговые разломы поднятой глыбы (*рис. 93, 99*) наиболее погружены и закрыты безрудными вулканитами с минимальной обнажённостью рудоносных кварцитов. Малетойваямский разлом фиксирует положение максимального свода (замок) глубинного поднятия клавиши земной коры полуостровов Ильпыр-Ильпинский-Говена. От него с СВ и ЮЗ остальные рудоконцентрирующие разломы расположены на крыльях свода глубинного поднятия кайнозоя и фундамента. В зоне Ребро (Чемурнаут)-Анапкинского разлома выделена Анапкинская впадина, в зоне Парень-Таловско-Тиличикского разлома – Усть-Вывенская.

О замке поднятий говорит интенсивность поля Δg в зоне продольного Вывенского глубинного разлома. Он на территории от р. Анапки до истоков р. Вывенки (более 300 км) отражён полосой локальных разобщённых эллипсовидных максимумов. Максимумы отражают блоки фундамента с диоритовыми интрузиями, их апикалии выходят на поверхность. Максимальная интенсивность поля у эллипсов, приуроченных к зоне поперечного Малетойваямского разлома (38 мГл), установлены по его обе стороны, а к СВ и ЮВ она постепенно падает.

Выводы

1. Карта средней напряжённости отражает прерывистость распределения отложений в звеньях-блоках продольных региональных структур в виде локальных чередующихся поднятий и впадин. Их разграничение определено по линиям северо-западного простираения – внутривпадинным разломам.

2. Поперечное смещение Главного Камчатского глубинного разлома в бассейне реки Анапки происходит по поперечному межглыбовому Ребро (Чемурнаут)-Анапкинскому глубинному разлому.

3. В продольном разрезе через Анапкинскую впадину, Ильпинское поднятие и Вывенскую впадину проявлен в границе докайнозойского основания свод поднятой клавиши земной коры п-овов Ильпыр-Ильпинского-Говена, выделенный зоной Малетойваямского разлома.

4. В своде (замке) поднятой клавиши полуостровов выделяется разлом со смещением докайнозойского (кристаллического) фундамента.

3.VII.6.

В статье *Мороза Ю.Ф. «О связи коровых аномалий повышенной электропроводности с рудопроявлениями на Камчатке» (1987)* интерес представляет районирование Северной Камчатки на зоны с различным глубинным разрезом (рис. 137).

Согласно авторской обобщённой модели (Мороз, 1985) земная кора и верхняя мантия Камчатки содержит слои повышенной проводимости на глубинах 10-40 и 50-200 км. На Северной Камчатке в коровом слое выявлена аномалия повышенной электропроводности.

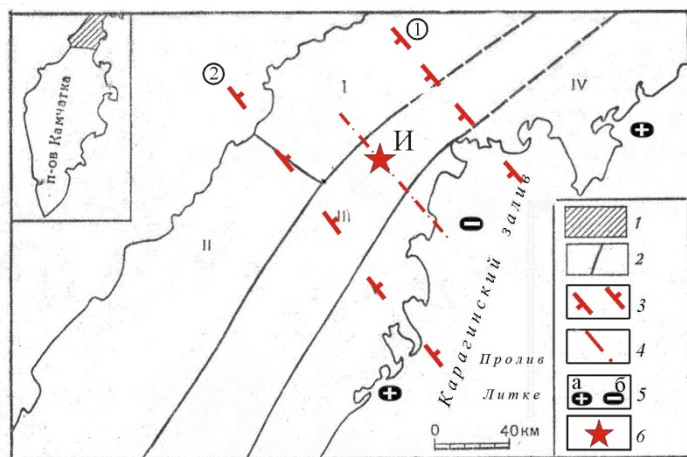


Рис. 136. Районирование Северной Камчатки на зоны с различным глубинным геоэлектрическим разрезом (Мороз, 1987; с дополнениями).

1 – рассматриваемый участок,
2 – границы зон: I, II, III, IV.

Дополнения: 3 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые и коровые) разломы северо-западного – алуутского направления; 1 – Ребро (Чемурнаут)-Анапкинский, 2 – Шаманка-Гнуваям; 4 – осевая линия глыбы Кичигинского залива; 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании); 6 – эпицентр

основного толчка (р. Валоваям) Ильпырского землетрясения 13.03.2013 г. ($M \geq 6.2$) – И.

По форме кривых, определяющих тип геоэлектрического разреза, выделены пять зон, в т.ч. три без чётких границ между ними. Выделенный коровый проводящий слой связывается с высокоминерализованными растворами и частично с плавлением пород земной коры. В качестве аргумента приводится факт широкого развития гидротермальной деятельности и проявления магматизма.

Комментарий

Конфигурация границ корового проводящего слоя на поверхности очевидно отражает наличие продольной зональности в региональных структурах Камчатки на северном окончании Центрально-Камчатского вулканического пояса. Сравнение *рис. 136 с рис. 137 с рис. 52* из статьи Мороза Ю.Ф. «Методика и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки» (1981) показывает приуроченность площадей обоих проводящих слоёв к глыбам коры. Северная площадь приурочена к юго-восточному окончанию опущенной глыбы бухт Тымлат, Оссора и Карага на Восточном побережье Камчатки. Согласно «*Карте полезных ископаемых...*» (1999) здесь известны проявления самородной серы во вторичных кварцитах миоцена (Красная горка, Белый Яр и др.), не имеющие промышленной перспективы. Добавим, что согласно данным Н.Т. Демидова кварциты площади формировались в условиях морского мелководья (берёзовская свита согласно «*Геологическая карта...*», 1976), что не привело к высокой концентрации серы.



Рис. 137. Карта глубин залегания кровли проводящего слоя в земной коре (км) (Мороз, 1987; с дополнениями).

1 – 20-30, 2 – 10-15, 3 – 8-10;
4 – границы вулканического пояса; 5 – рудопроявления; 6 – гидротермальные источники; 7 – Главный Тымлат-Камчатский глубинный разлом.

Дополнения: см. рис. 136.

Южная площадь проводящего корового слоя приурочена к юго-

восточному окончанию воздымающейся глыбы коры. Этот участок глыбы продолжается на Озёрный и Камчатский полуострова Восточной Камчатки. Согласно упомянутой «*Карте полезных ископаемых...*» (1999) эта площадь относится к Ильпинскому (Северо-Камчатскому) рудному району, который имеет протяжённость около 200 км, т.е. примерно на 60 км больше по простиранию показанного на *рис. 93*. При этом на северном окончании площади граница рудопроявлений несколько смещена к юго-западу.

Выводы

1. Проекция площадей проводящего электрического слоя на глубине 8-10 км отражают глыбово-клавишную структуру земной коры перешейка.

2. Проекция площадей проводящего электрического слоя на поверхности характеризуются разной минерагенической специализацией: в опущенной глыбе –

самородной серой, в поднятой глыбе – золотом, серебром, медью, убогой самородной серой.

3.VII.7.

Статья Нурмухамедова А.Г., Мороза Ю.Ф. «Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований» (2008) содержит оригинальную интерпретацию данных МТЗ на территории от широты р. Озерной (п-ов Озёрный) до р. Ильпивеем на крайнем северо-востоке региона. Статья базируется на региональных профилях МТЗ, пересекающих Камчатский перешеек в широтном направлении. Именно на Камчатском перешейке проблема поперечных дислокаций является наиболее актуальной и наименее определённой в настоящем состоянии изученности.

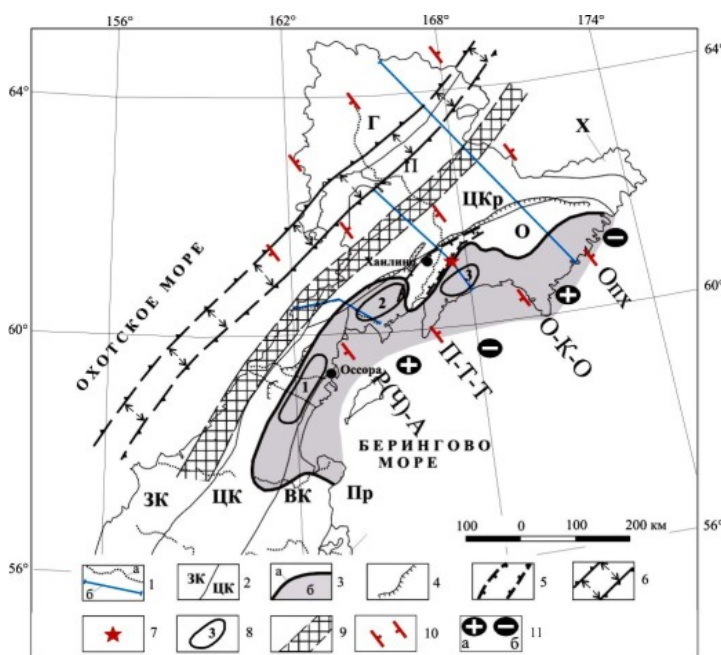


Рис. 138 Схема геотектонической реконструкции района исследований (Нурмухамедов, Мороз, 2008; с дополнениями).

Условные обозначения: 1 – отработанные (а) и рекомендуемые к отработке (б) региональные профили; 2 – границы структурно-формационных зон и их названия (Г – Гижигинская, П – Пенжинская, ЦКр – Центрально-Корякская, Х – Хатырская, О – Олюторская, ЗК – Западно-Камчатская, ЦК – Центрально-Камчатская, ВК – Восточно-Камчатская, Пр – Приокеанская); 3 – предполагаемая межплитная граница (фронт обдукции) (а), фрагмент палеосубокеанической плиты (б); 4 – Ирунейско-Ватынский надвиг (Геологическая карта ..., 2005 г.); 5 – границы Ильпинско-Тылговаямского

погиба; 6 – предполагаемые границы Пенжинского палеорифта; 7 – эпицентр Олюторского землетрясения (20 апреля 2006 г.); 8 – рудные районы и их названия: 1 – Северо-Камчатский, 2 – Ильпинский, 3 – Пылгинский; 9 – палеозона Беньофа, выделенная по геоэлектрическим разрезам МТЗ.

Дополнения: 10 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного направления: Р(Ч)-А – Ребро-Чемурнаут-Анапкинский, П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличичский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, Опх – Опухский; 11 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании).

Статья А.Г. Нурмухамедова и Ю.Ф. Мороза интересна тем, что отдельные аспекты её служат, с одной стороны, аргументами в обосновании ряда поперечных межглыбовых разломов, с другой, позволяют с позиции глыбово-клавишной структуры земной коры объяснить суть этих же аргументов.

Авторы построили геоэлектрический разрез верхней части земной коры со стратиграфической привязкой геоэлектрических горизонтов и данными геологического истолкования. Считается, что разрез хорошо сочетается с полем силы тяжести съёмки масштаба 1:200 000.

Верх разреза представлен палеоценовыми и палеоцен-эоценовыми отложениями, ниже которых расположены породы геткилинской свиты. Их подстилают отложения лесновской свиты верхнего мела с общим погружением толщи к запа-

ду. Ниже этого горизонта выделяется нерасчленённый верхнеюрский-нижнемеловой комплекс, параллелизуемый с разрезом полуострова Тайгонос – через залив Шелихова. Тот же разрез указывается и на мысе Омгон. Породы отнесены к офиолитовым образованиям кингливеевской свиты Пенжинской СФЗ. Они имеют ярко выраженную тенденцию к погружению на восток.

В восточной части разреза на глубинах 2,5-4 км геоэлектрический горизонт отождествляется с кристаллическим основанием верхнего мела-неогена. По профилю МТЗ п. Лесная – п. Оссора установлен уникальный геоэлектрический разрез с низкоомной западной и высокоомной восточной частями. В интервале глубин 2-30 км выделен объект с аномально высоким сопротивлением – до 10 000 Ом м. Подобная картина устанавливается и по профилю мыс Утхолокский-п-ов Озерновский, а также по профилю вдоль р. Левая Лесная.

В целом по сечению четырёх профилей фиксируется «... *уникальный геоэлектрический разрез. Сочетание глубинного проводника (10-40 Ом·м) и расположенного выше аномально высокоомного объекта (6000-10000 Ом·м) в столь значительных объёмах в Камчатском регионе обнаружено впервые*» (стр. 129).

По совокупности геолого-геофизических данных в восточной части региона выделен палеосубокеанический тип земной коры, осадочный чехол которой превращён в метаморфизованный фундамент. На западе эта кора взаимодействует с корой окраины континента. Это взаимодействие происходит по механизму обдукции, т.е. надвига субокеанической коры на литосферу континентального типа. Это продвижение произошло в северо-западном направлении (рис. 138). Амплитуда перемещения достигает десятков километров на Камчатском перешейке, а фронт надвига имеет характерные перегибы, отвечающие местам пересечений его глубинными разломами алеутского направления.

Факт обдукции согласуется с данными «*Геологической карты...*», (2005), и по времени образования отнесен к верхней юре (140-150 млн.). Указано, что «... *есть основание полагать, что очаги Хаилинского (1991 г.) и Олюторского (2006 г.) землетрясений приурочены к зоне взаимодействия литосферных блоков различного типа*» (стр. 129). Навстречу обдукции с севера движется к юго-востоку субдукция Пенжинского рифта. Такие движения возможны лишь только парой.

По совокупности данных авторами сделан вывод о первичности единой низкоаномальной корово-мантийной зоны, простирающейся вдоль всего Камчатского полуострова, перекрытой аномально высокой зоной мощностью несколько десятков километров. Зона увязывается с северо-западным фрагментом палеосубокеанической плиты.

Комментарий

Важнейшим результатом интерпретации региональных электроразведочных работ (МТЗ) на Камчатском перешейке и юге материковой части региона, является предложенная А.Г. Нурмухамедовым ранее его концепция обдукции океанической плиты на сушу. Фронт обдукции представлен от р. Озерной на юге до р. Ильпивеев на крайнем СВ территории края. До р. Отыранвая фронт почти прямолинеен, но далее к СВ резко изгибается в направлении на ЮВ к п. Тиличики, от которого вновь простирается на СВ и через 150 км от него вновь резко меняет направление на ЮВ, и далее ещё раз – возврат на СВ.

Первый изгиб А.Г. Нурмухамедов относит к границе раздела между частью субокеанической плиты обдукции, находящейся к северу от Камчатского пере-

шейка, и её южной частью на Камчатке. Здесь у автора возникает необходимость объяснения отставания фронта обдукции «... от фронтальной части Ирунейско-Ватынского надвига на несколько десятков (иногда до 100) километров» (стр. 132). Это отставание объясняется автором различными скоростями смещения верхних горизонтов плиты – Северный блок её более динамичен. Разделение на Северный (Корякский) и Южный (Оссорский) блоки субдуцируемой субокеанической плиты происходит по Малетойваямскому разлому.

Называя концепцию обдукции важнейшим итогом интерпретации геоэлектрического разреза, мы относим ее и к рассматриваемой концепции глыбово-клавишной структуры земной коры. Деформация фронта обдукции целиком лежит в плоскости влияния на неё положения поперечных межглыбовых сквозькорых разломов, зоны которых являются «рельсами» движения отрезков субдуцируемой плиты с ЮВ на окраину континента.

Фронт обдукции в своей СВ части получил такую сложную конфигурацию у автора под влиянием уже установленной этой границы на более южных профилях Камчатки. Здесь на пяти пересечениях фронт прямолинейный и хорошо коррелируется с полем силы тяжести и нарощен фрагментом Ирунейско-Ватынского надвига. Далее к СВ от р. Отыранваям (р. Ветровая) данных по МТЗ уже нет и фронт рисуется автором и на югу по контуру Ильпинско-Тылговаямского прогиба. А прогиб определен по геологическим данным и гравитационному полю С.Е. Апрельковым с соавторами (1997). И уже далее все СЗ продолжение фронта обдукции выносится авторами по особенностям гравитационного поля с учётом структурно-формационного районирования территории – при отсутствии данных МТЗ.

Здесь следует отметить исторический факт: на СВ окончании линии фронта обдукции линейный полосовой субрегиональный гравитационный максимум (зона продолжения Центрально-Камчатского глубинного разлома), простирающийся от широты $58^{\circ}40'$ (р. Карага) на СВ, выклинивается в истоках р. Вывенки! Выклиниваясь, он делает резкий поворот (около 90°) на ЮВ! И этот поворот дал основание В.И. Бражаеву (1966 г.), отождествлявшему полосу максимума с Главным Камчатским глубинным разломом, так же изогнуть и его. Заметим, что именно после поворота разлом сразу потерял свой чёткий гравитационный признак – четковидные максимумы, и быстро исчез! А разлом стал изображаться по границе мощного минимума поля на севере по линии от истоков р. Ачайваям – р. Ильпиевеем! Таким образом, окончание фронта обдукции на СВ фактически является интерпретацией геологических и гравиметрических данных, т.е. не являясь аналогичным ему на отрезке до р. Пахачи. К этому авторы прибегли вынуждено в силу отсутствия материалов по МТЗ и это даёт нам основание предлагать своё истолкование «криволинейности» линии фронта обдукции А.Г. Нурмухамедова на противоположном конце разлома – к востоку от п. Тиличики.

Первый изгиб, названный образно автором «аппендиксом» (стр. 132), относится им к СЗ Малетойваямскому разлому (без указания источника). Отметим, что такой разлом есть в некоторых статьях камчатских авторов (например, М.М. Лебедев и др.). Он заимствован у В.М. Ёркина, В.М. Никольского (1968), которые провели его через Малетойваямский сернорудный узел Северо-Камчатского сероносного района (современный – «Ильпинский», согласно «Карте полезных...», 1999»). Нами ранее (Яроцкий, 1976 а) этот разлом показан как СЗ рудоконцентрирующая разломно-блоковая структура, на пересечении которой с Вывенским

глубинным разломом (СВ отрезок ветви Главного Камчатского разлома) сформировался Малетойваямский массив вторичных кварцитов крестообразной формы. Структура создана серией разноамплитудных поднятых блоков фундамента с сокращённой мощностью вулканогенного чехла (корфская свита согласно «*Геологической карте...*» (1976), или миоценовый вулканический комплекс согласно «*Карте полезных ископаемых...*, 1999»). Малетойваямский разлом приурочен к замку свода поднятия Ветроваямского вулканогена в середине воздымающейся глыбы земной коры п-овов Ильпыр-Ильпинский-Говена. В глыбе есть ещё пять аналогичных структур к ЮЗ и СВ по обе стороны от Малетойваямской. Свод максимально раскрыт, в нём выведены на поверхность самые нижние части метасоматической колонки (Власов, 1971) – высокотемпературные кварциты с жильным кварцем, глубинные – с диккитом, корундом, медью, золотом, серебром, вольфрамом, ураном, др. (Поляков, Яроцкий, 1980). Таким образом, Малетойваямский разлом является рядовым среди системы аналогичных минерагенических разломных дислокаций Ветроваямского вулканогена, но по своему структурному положению – осевым в замке поднятой глыбы коры п-вов Ильпыр-Ильпинский-Говена!!!

Вулканоген представлен орогенным миоценовым вулканическим комплексом, ограниченным по простиранию поперечными межглыбовыми разломами: на ЮЗ р. Анапке – по Ребро (Чемурнаут)-Анапкинским, на СВ по р. Отырынваям – Парень-Таловско-Тиличикским. Заметим, что Малетойваямский разлом отстоит от «аппендикса» к ЮЗ примерно на 65 км! И повторимся: его тектоническая роль – фиксация линии замка в клавише поднятой глыбы коры полуостровов Ильпыр-Ильпинский-Говена! Добавим, что время его заложения ранее миоцена, когда формировался феномен Ветроваямского вулканогена, и, возможно, согласное с обдукцией.

Таким образом, в целом Малетойваямский разлом не может выступать границей двух блоков палеосубокеанической плиты. Такой границей служит только поперечный межглыбовый Парень-Таловско-Тиличикский разлом. Он разделяет поднятую глыбу коры п-овов Ильпыр-Ильпинский-Говена (на ЮЗ) от опущенной глыбы Олюторского залива (на СВ). Его геотектоническая роль – разделение геологического разреза от подошвы литосферы до верхних постмиоценовых ярусов вулканогенно-осадочного разреза. Здесь же следует сказать, что его зона в плане совпадает с трогом в подошве литосферы (см. рис. 89). Сам трог, вероятно, отражает ту самую глубинную границу в коре и литосфере, разделяющую обдукцирующую плиту на Северо-Корякскую и Южно-Корякскую части (Северную и Южную).

На рис. 89 приведено положение нескольких поперечных межглыбовых разломов. Как видно, здесь отражено взаимоотношение «аппендикса» с поперечным Парень-Таловско-Тиличикским разломом. В данном случае можно считать, что «аппендикс» является подтверждением истинности разлома, как и объяснением его самого. Видно также, что и остальные «ундуляции» фронта обдукции в плане находят отражение как влияние двух последующих к СВ Омолон-Каменско-Олюторского и Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского разломов.

Выводы

1. Фронт обдукции к СВ от Ильпинского п-ова испытывает сильное влияние поперечного межглыбового сквозьлитосферного (?) Парень-Таловско-

Тиличикского разлома, отражённого глубинным трогом в рельефе поверхности подошвы литосферы.

2. Изгибы фронта обдуцируемой палеоокеонической плиты к северо-востоку от пос. Тиличики могут быть связаны с влиянием ещё двух поперечных межглыбовых разломов – Омолон-Каменско-Олюторского и Олойско-Слаутненско-Ачайваямского/Аниваямского.

3. Парень-Таловско-Тиличикский поперечный межглыбовый разлом разделяет Северный (Корфский) и Южный (Оссорский) блоки палеосубокеонической плиты, которые различаются геологическим разрезом литосферы. Низы литосферы Северного (Корфского) блока насыщены в зоне фронта (на поверхности и на глубине) обдукции исключительно ультраосновными интрузиями, против умеренно кислых гранодиоритовых интрузий – в Южном (Оссорском блоке).

4. Северный блок приурочен к ЮВ окончанию опущенной глыбы земной коры Олюторского залива, южный – к воздымающейся глыбе полуостровов Ильпыр-Ильпинский-Говена.

3.VII.8.

Яроцкий Г.П. «О приуроченности осевых линий облаков афтершоков землетрясений к осевым перегибам поднятий и опусканий клавиш воздымающихся и опускающихся глыб земной коры окраины континента» (2013).

Крестообразные облака землетрясений, возникающие у землетрясения во времени, видимо, не редкость. Можно обратиться к примеру Усть-Камчатского землетрясения 15. XII.1971 г. (Федотов и др., 2010). На рис. 139 приведены облака его афтершоков 19-31. XII.1971 г. и отчётливо видна крестовая форма развития афтершоков. В первые дни (15-17. XII) облако имеет СЗ ориентировку, а в последующий период активности (17-19. XII) – северо-восточную. При этом облако (17-19. XII) смещено от основного толчка к ЮВ.

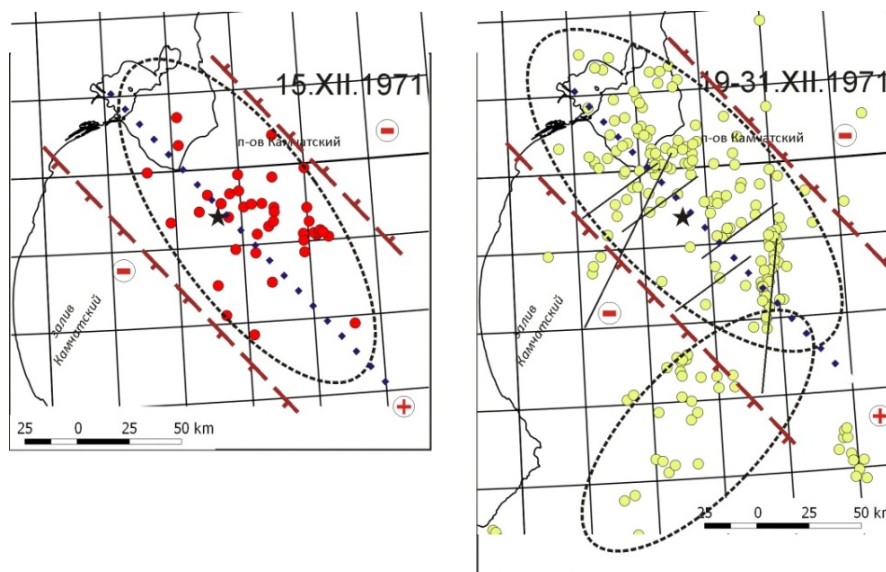


Рис. 139. Развитие афтершоковых процессов в первые дни Усть-Камчатского землетрясения 15. XII. 1971 г. Составили Г.П. Яроцкий, И.Н. Василюк.

Если обращаться к разломным дислокациям территории Усть-Камчатского землетрясения, то его СЗ облако находится на продолжении к ЮВ в акваторию суши Камчатского п-ова (мыса). Это ЮВ воздымающееся окончание поднятой глыбы Камчатского п-ова, ограниченной северо-западными поперечными межглыбовыми разломами. При этом осевая линия облака находится на продолжении оси глыбы – её замке (см. рис. 139). В первые дни (15-17.XII.1971г.) облако наследует геоструктуру п-ова Камчатский мыс (полуострова), а его основной толчок расположен на оси поднятия – замке. После 15-17.XII. 1971 г. релаксация напряжений наследует дислокации трансрегиональной Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны субдукции северо-восточного простирания.

Вторым ярким подобным примером является Авачинское землетрясение 18-19.V. 2013 г. (Авачинский залив). В первые два дня (18-19.V.) облако основного толчка и афтершоков ориентировано на СЗ. В последующие дни облако афтершоков ориентировано дискордантно – на СВ! Также наследуя дислокации зоны субдукции!

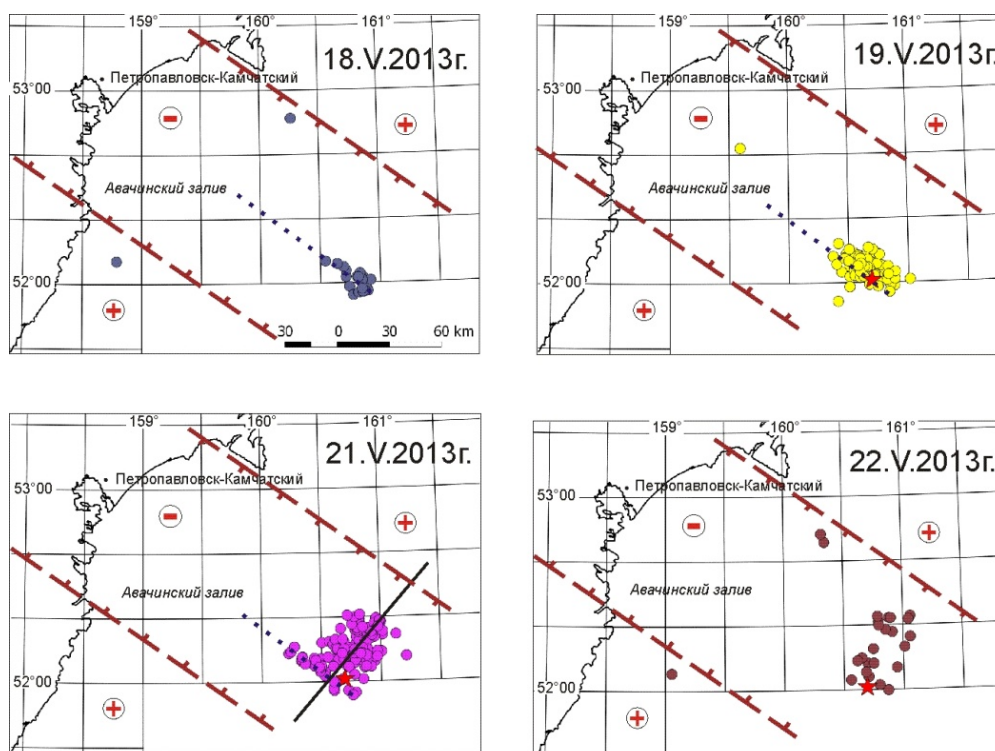


Рис. 140. Развитие афтершоковых процессов в первые дни Авачинского землетрясения 18.V.2013 г. Составили Г.П. Яроцкий, И.Н. Василук.

Крестовая форма Авачинского землетрясения (18-19.V.2013 г.) повторяет путь развития – Усть-Камчатского. 18-19.V. 2013 г. его основной толчок и облако расположены в плане на оси юго-восточного окончания опускающейся глыбы земной коры Авачинского залива – против наиболее прогнутой части Авачинского грабена на суше – на киле глыбы.

В последующие дни облако стало приобретать черты СВ простирания, сохранившиеся до конца 2013 г. И здесь это направление, так же как и в Усть-

Камчатском землетрясении 18-19. XII. 1971 г. обусловлено релаксацией напряжений уже и в СВ зоне субдукции сейсмофокальной зоны.

Особое положение занимает Ильпёрское землетрясение 13.III.2013 г. с $M = 5.8$. Основной толчок и последующие афтершоки лежат в узкой полосе ЮВ (рис. 141) простирания в Кичигинском заливе. За весь период активности от первого дня до конца 2013 г. отклонения от простирания не наблюдается (рис. 141). Полоса на суше приурочена к разломам сети р. Валоваям – на оси прогнутой опущенной геоструктуры залива.

Вне зависимости от источника напряжений, вызывающих землетрясения на северо-западе Тихого океана, облака их афтершоков проявляют ярко ориентированное направление простираний. Так, например, в первые день-два афтершоки группируются по одному простиранию, а через несколько дней – по ортогональному направлению.

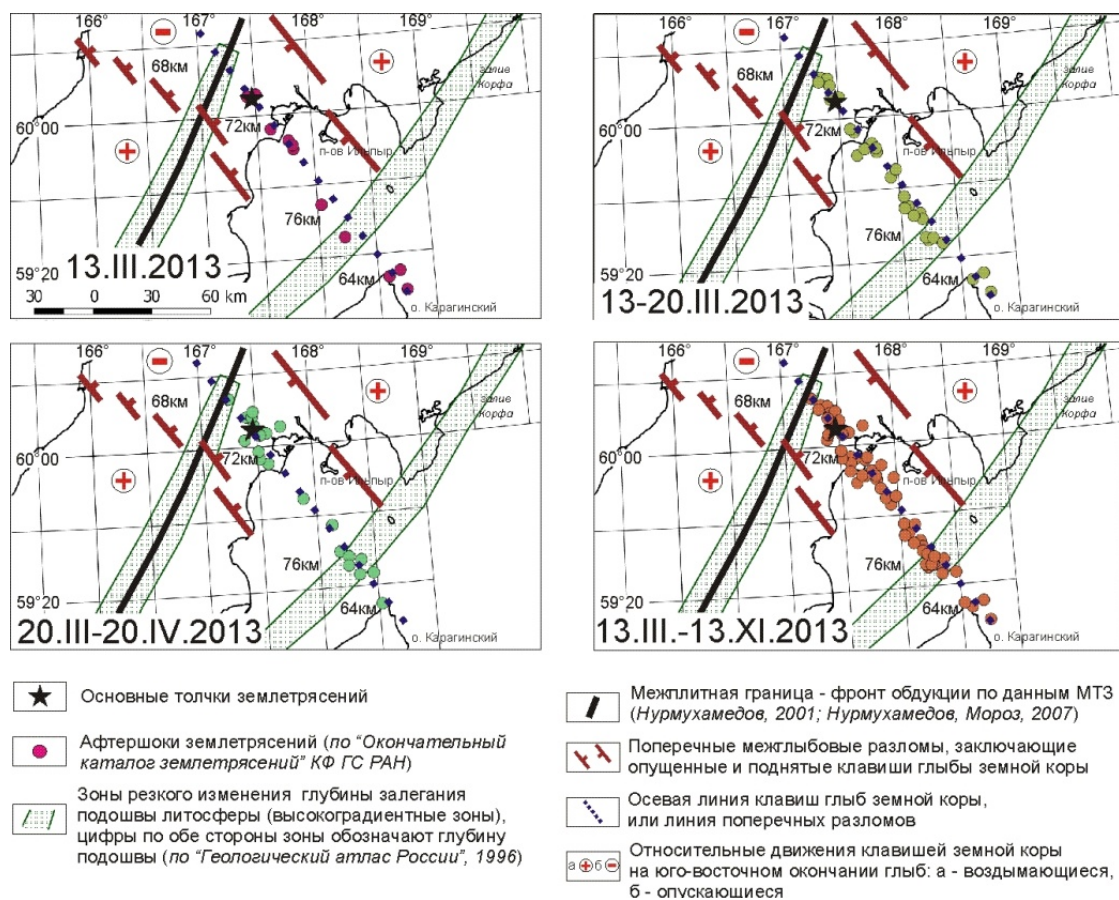


Рис. 141. Развитие афтершоковых процессов в первые дни Ильпёрского землетрясения 13.III.2013 г. Составили: Г.П. Яроцкий, И.Н. Василюк.

Эти факты могут говорить о том, что разгрузка-релаксация напряжений может распределяться по линейному направлению наименьшей напряжённости среды, а через некоторое время это направление «запечатывается» и возникает другое направление разрядки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поставленная проблема продольной зональности региональных структур и их геофизических полей на Камчатке и на материковой части Камчатского края в течение многих лет исследования, начиная с 1973 г., нами в рассматриваемом аспекте у исследователей не встречена. Именно продольная зональность гравитационного поля (тогда ещё съёмки м-ба 1:1000 000) возбудила вопрос о причине его изменчивости вдоль продольного регионального Центрально-Камчатского вулканического пояса. Тогда только начиналась планомерная геологическая съёмка м-ба 1:200 000, но уже существовала аэромагнитная съёмка этого масштаба. Нарастивание среднемасштабной геологической съёмки давало возможность увидеть продольную изменчивость комплексов продольных структур: стратиграфическую, вещественную, металлогеническую, геофизическую.

Тем не менее, завершение среднемасштабной геологической съёмки не нашло отражения у исследователей в рамках поставленной проблемы уже и поперечной тектоники. Интерес у автора перешёл к поиску фактов и одним из событий этого времени исследований было содружество с геоморфологом Б.В. Ежовым. Составленная мной схема сети северо-западных разломов, отнесённых к глубинным (сквозькоровым), возбудила его интерес к распределению речной сети Камчатки – появились новые соображения.

Так идея продольной зональности переросла в блоково-клавишную концепцию (*Яроцкий, 1974*), а позже в глыбово-клавишную концепцию строения земной коры на окраине континента (*Яроцкий, 1976*). Одновременно в представлениях концепции стало возможным исследование отдельных аспектов геотектоники: о закономерностях размещения металлогенических таксонов, о вулканогенах орогенных вулканических поясов, о геоструктурах локализации землетрясений, о внутреннем строении вулканогенов и т.п.

Поперечные дислокации активных окраин континентов являются, наряду с продольными геоструктурами, элементом каркаса геологического развития земной коры. Наиболее ярко поперечные дислокации проявлены на молодых окраинах, наследуя разломы планетарной сети трещиноватости. На Северо-Западе Тихоокеанского подвижного пояса они наследуют северо-западный элемент диагональной сети трещиноватости. Для окраин азиатского континента на территории Северо-Востока Азии геоструктурами прироста континента являются мезозойские и кайнозойские продольные вулканические пояса: Охотско-Чукотский, Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский. Именно они ярко рассечены поперечными разломами. А к северо-западу от Охотско-Чукотского и Западно-Камчатского поясов их поперечные дислокации переходят в продольные структуры палеогена, а на материке – в крупные древние геоструктуры Колымы и Верхоянья.

Наиболее ярко поперечные дислокации отражены в геоморфологии восточных побережий суши Северо-Востока Азии, Японии – они проявлены закономерным чередованием их полуостровов и заливов. Именно здесь очевидны юго-восточные окончания глыб земной коры, заключённые поперечными межглыбовыми глубинными разломами. В концепции глыбово-клавишной структуры земной коры активных окраин континентов геоструктуры полуостровов отражают воздымающиеся клавиши-звеньев региональных структур окраин, заливы – погружающиеся (прогнутые) либо отстающие от воздымающихся соседних клавиш.

Постановка концепции и наполнение её разнообразными фактами по геологии и геофизике основаны на богатейшем наследии исследователей различных аспектов ресурсной и геодинамической экологических функций литосферы. В этом отношении вопросы тектоники и геоструктур рассматривались в разных аспектах в трудах многих исследований. И в этих обстоятельствах представлять концепцию глыбово-клавишной структуры земной коры активных окраин континентов как научное открытие вряд ли этично. Тем не менее, объединение в концепции ряда аспектов геологического мироздания на молодых окраинах континента Азии на востоке может быть характеризовано научной новизной.

В рассматриваемом нами контексте тектоники окраин континента предложенная концепция строения коры в опубликованной и архивной литературе не обнаружена. При этом интерпретация космических снимков исследователей во главе с Н.И. Филатовой (*Структуры...*, 1984) уже давала конкретный материал для приблизительной оценки роли северо-западных разломов, как трансрегиональных в геотектонике на Морской транзитали Северо-Востока Азии. Авторское (1976) определение «*глыбово-клавишная структура земной коры*» нашло сильные аргументы поддержки именно впоследствии в названных исследованиях. Понятие «*блоково-клавишной структуры*» (1974) верхних вулканогенно-осадочных ярусов земной коры созвучно выражению и пониманию (Лобковский, 1984).

На Камчатке геологическая суть понимания роли северо-западных разломов ярко выражена в трудах В.К. Ротмана (1964), который позже (1964, 1971) распространил своё понимание и на Сахалин (1984), чем расширил значение поперечных геоструктур на окраину континента Северо-Востока Азии. В области интерпретации геофизических аспектов поперечных дислокаций прогресса нет и поныне, чему доказательством являются работы выдающегося исследователя геологии Камчатки и Корякии С.Е. Апрелькова и его соавторов С.В. Попруженко, Г.И. Декиной (1991). Не использованы огромные возможности и регионального геоэлектрического картирования работ Ю.В. Мороза и А.Г. Нурмухамедова.

При богатстве тектонических разработок по окраинам континентов в предлагаемой нами концепции глыбово (блоково)-клавишной структуры коры и её слоёв содержатся определенные элементы новизны:

- она является основой тектонического субстрата локализации минерагенических таксонов (районов, узлов, полей) всего спектра полезных ископаемых окраин;

- она оказывается информативной при исследовании разломных дислокаций и геоструктур, в которых локализируются землетрясения на окраинах континента вне современных зон субдукции на сочленениях древних и молодых геоструктур окраины и Берингова моря на северной периферии малой литосферной плиты Берингии;

- она способствует упорядочиванию представлений о роли разломных дислокаций в геоструктурах фундамента и вышележащих слоях вулканических поясов;

- поперечные межглыбовые разломы концепции способствуют более полному пониманию формирования вулканогенов на завершающей стадии развития вулканических поясов окраины континента в сочленении с прирастающими новыми геоструктурами;

- закономерность в расположении поперечных межглыбовых разломов в сочетании с продольными границами клавиш-звеньев продольных геоструктур является инструментом прогноза площадей рудных районов, размеры которых дис-

кретны и предельны в Тихоокеанском рудном поясе, а сами они логично закономерны.

Глыбово-клавишная и блоково-клавишная структура земной коры и её слоёв формировалась последовательно на протяжении всей геологической истории развития окраин континентов, начиная со времени заложения планетарной сети трещиноватости. На современных окраинах структура коры и слоёв является субстратом, по которому происходит взаимодействие океанической коры с континентом благодаря системе поперечных разломов региональных геоструктур.

Особым аспектом восприятия концепции глыбово-клавишной структуры земной коры является её взаимоотношение с современной системой геологических наук. Концепция, оказываясь, может быть востребованной в экологической геологии в части ресурсной, геодинамической и геохимической экологических функций литосферы. В этом направлении современного рассмотрения роли их в развитии земной цивилизации функции несут широкую нагрузку в обеспечении устойчивого развития биосферы Земли.

Аспекты разломно-блоковой тектоники активных окраин, с одной стороны, расширяют эффективность поиска полезных ископаемых, с другой, оказывают содействие в совершенствовании прогноза такой опасности для многих освоенных территорий Земли, какой являются землетрясения. Новые положительные результаты по тектонике и геоструктурам, металлогении, сейсмичности показывают плодотворность Концепции глыбово-клавишной структуры земной коры на активных окраинах континентов Тихоокеанского подвижного пояса.

Развитие постиндустриальной цивилизации будет сопряжено с освоением новых территорий. Такими территориями всегда были прибрежные низменности и окраинные вулканические пояса. И они же, являясь сочленением континента и океана, были и остаются вулканоопасными и сейсмоопасными.

Территория побережья северо-запада Берингова моря является ещё мало освоенной во всех отношениях. Но она насыщена разнообразными полезными ископаемыми, огромными пространствами оленьих пастбищ, несметными реками и озёрами - обиталищами дикого тихоокеанского лосося. Этой территорией будет прирастать могущество государства и благосостояние его населения.

Новизна исследования состоит зачастую, не в открытии совершенно неизвестного, а в сборе и подборе известных фактов, обобщение которых позволяет получить новые знания. Это качество исследователя предельно ясно сформулировал Чарльз Дарвин: *«Наука состоит в таком подборе и группировке фактов, которые позволяют выводить на основании их общие законы или заключения»*.

Так составлена предлагаемая читателю книга и автор уверен, что такой путь исследования даст ещё немало нового в познании геологического мироздания на активной окраине континента на Северо-Востоке Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акрамовский И.И.* Роль поперечных дислокаций в тектоническом строении территории бассейна р. Анадырь (по геолого-геофизическим данным) // Методы разведочной геофизики. Вып. 12. Геофизические методы при тектоническом и прогнозном-металлогеническом районировании рудных регионов СССР. Недра. Ленинград, 1971. С. 162-170.
2. *Аксенов В.И., Фирсова Э.Е.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Еропольская серия. Р-58-VIII (р. Тылхой) 1991. с.
3. *Андиева Т.А., Супруненко О.И., Шамараев В.Н.* Магнитное поле прикамчатских акваторий // Советская геология. 1977. №3. С.119-124.
4. *Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Федорченко В.И.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
5. *Апрелков С.Е., Иванова Г.И., Ольшанская А.М. и др.* Структура основания Центрально-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 70-75.
6. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 62-74.
7. *Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В.* Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокеанская геология. 1997. Том 16. № 2. С. 46-57.
8. *Апрелков С.Е., Иванова Б.В., Попруженко С.В.* Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки /Петропавловский геодинамический полигон //Тихоокеанская геология. 1999. Том 18. № 4. С. 16-28.
9. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е.* Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. 2001. С. 34-43.
10. *Апрелков С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В.* Палеовулканоструктуры Уннэйваемского поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения /по геолого-геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 2002. Том 21. № 5. С. 51-61.
11. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки // Материалы ежегодной конф. посв. Дню геолога. ИВГиГ. Петропавловск-Камчатский, 2003. С. 16-23.
12. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэляят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки //Тихоокеанская геология. 2009. Том 28. № 4. С. 90-104.
13. *Байков А.И., Яроцкий Г.П., Дмитриев В.Д. и др.* Геоблоки Камчатки и их металлогеническая специализация / Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток. 1976. С. 420-421.
14. *Байков А.И., Яроцкий Г.П.* К тектонике зоны перехода континент-океан на Камчатке /XIV Тихоокеанский международный конгресс. Хабаровск, М.: 1979. С. 67-68.
15. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки. 1985. Изв. АН СССР /Вулканология и сейсмология, 1985, № 4. С. 83-90.
16. *Башаркевич А.Л., Дмитриева В.К., Бочков Б.В.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Корякская серия. Р-59-VII (г. Острая). 1981г. Объяснительная записка. 37 л. 1 гр. 1987 г. ВСЕГЕИ СГФ.
17. *Белый В.Ф.* Структурные зоны северо-западного простирания - актуальная проблема тектоники кайнозойд Северо-Востока Азии // Геодинамика, магматизм и минералогения континентальных окраин Севера Пацифики. материалы Всероссийского совещания. Том 1. Магадан. 2003. С. 147-149.

18. *Белякова К.П.* Программа для решения геофизических задач на ЦВМ «Трансформация-3». ВИРГ, Л.: 1971, 22 с.
19. *Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В.* Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Коряжской складчатой зоны в пределах профиля Корф-Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. Коряжское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 277-288.
20. *Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Бердичевский М.Н. и др.* Результаты электроразведочных работ на южной части профиля 2-ДВ // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003. Т. 1. С. 69-72.
21. *Берсон Г.Л., Драновский Я.А.* Тектоническая схема Северо-Западной части Тихоокеанского складчатого пояса // Геология и геофизика, изд-во «Наука» - Сибирское отделение. Новосибирск. 1969. № 3. С. 42-48.
22. *Буш В.А.* Трансконтинентальные линейные элементы и проблемы мобилизма // Геотектоника. М.: Наука, 1983, № 4. С. 14-25.
23. *Ващилов Ю.Я.* Глубинная структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 45-47.
24. *Веселов О.В.* Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. С. 107-129.
25. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 220 с.
26. *Власов Г.М.* О тихоокеанском сероносном поясе // Сов. геол., 7, 1969. С. 24-37.
27. *Власов Г.М.* (редактор) Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, 360 с.
28. *Власов Г.М., Яроцкий Г.П.* Детальные поиски // Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1971. С. 314-322.
29. *Гаврилов А.А.* Кольцевые структуры Японских островов // Вулканология и сейсмология. 2012. № 1. С. 19-36.
30. *Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю.* Плотность разломов, землетрясения и рельеф границ расслоения в земной коре (на примере центральной части Магаданской области) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 71-78.
31. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред чл.-корр. РАН А.И. Ханчука. Книга 1. Владивосток, Дальнаука, 2006. С. 132-139, 153-160.
32. Геологическая карта Камчатской области масштаба 1:1500 000 / Под ред. Г. М. Власова. Л.: ВСЕГЕИ, 1976. 4 л.
33. Геологический атлас России масштаба 1: 1000 000. Разделы 2, 3, 4, 5. Роскомнедра. М.-С.-Петербург. 1996.
34. Геологический словарь. Том 1,2. М.: Недра, 1973.
35. Геологическое развитие Японских островов (Палеогеография Японских островов). М.: Мир, 1968. С. 14-696.
36. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Том 8. М.: Недра, 1984. С. 16-48, 455-396, 518-546.
37. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Коряжского автономного округа масштаба 1:1500 000. Главные редакторы А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. Ответственные составители Б.И. Сляднев, А.А. Коляда. Картофабрика ВСЕГЕИ. С.-Пб: 2003. 4 л.
38. Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ. М.: 1961. С. 13-128, 141-267.

39. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки // Труды ВЗПИ, вып. 68, серия геология и геофизика М.: 1971. 136 с.
40. Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР /В сб. «Методы разведочной геофизики». Л.: Недра, 1971. Вып 12. С. 162-170.
41. *Голяков В.И.* Редактор Погожев А.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Корякская. Листы Р-58-XXXIII, О-58-III. Объяснительная записка. М.: 1980. 100 с.
42. *Гусев А.А., Злобин В.М., Кондратенко А.М. и др.* Петропавловское землетрясение 15.XII. // Землетрясение в СССР в 1971 году. М.: Наука, 1975. С. 172-184.
43. *Дмитриев В.Д., Декин Г.П., Яроцкий Г.П.* Некоторые особенности строения Корякско-Камчатского региона и его металлогенической специализации. В сб. «Металлогения и новая глобальная тектоника». Л., 1973, с. 92-93.
44. *Дмитриев В.Д., Яроцкий Г.П.* Роль напряжений в формировании рудоносных структур Корякско-Камчатского региона //Механика литосферы. М: Недра, 1974. С. 64-66
45. *Егиазаров Б.Х.* Геологическое строение Аляски и Алеутских островов //Л: Недра, 1969. 264 с.
46. *Ежов Б.В., Дмитриев В.Д., Яроцкий Г.П.* Региональная трещиноватость Корякско-Камчатского региона как результат разгрузки горизонтальных напряжений в Курило-Алеутском узле Тихоокеанского пояса // Сб. «Механика литосферы». М: Недра, 1974. С. 68-70.
47. *Ёркин В.М.* О двух типах серного оруденения на Камчатке. ДАН СССР.175, № 2. 1967.
48. *Ёркин В.М., Никольский В.М.* Новые данные о серных месторождениях Камчатки // Развитие и охрана недр, № 2. 1968. С. 2-5.
49. *Ёркин В.М.* Особенности сероносных фаций вторичных кварцитов Камчатки и Корякского нагорья // сб. «Молодые гидротермально изменённые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 102-112.
50. *Злобин Т.К., Злобина Л.М., Гуленок Р.Ю.* Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность Западно-Камчатского бассейна // Геодинамика магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания. В 3-х томах. Магадан. 2003. Том 2. С.40-43.
51. *Злобин Т.К., Гуреев П.Г., Злобина Л.М.* Глубинное строение на Юго-Западной Камчатке по данным метода объёмных волн землетрясений // Тихоокеанская геология. 2005. Том 24. № 1. С. 14-24.
52. *Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы / М.: Наука, 1970. 135 с.
53. *Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрельков С.Е.* Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурное позиция вулканов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ГЕОС. 2001.С. 45-57.
54. *Казанли Д.Н.* Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании //Изв. АН Каз. СССР, серия геол., вып. 12, 1952.
55. *Карслоу Г., Эгер Д.* Теплопроводность твёрдых тел. Наука, 1964.
56. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Гл. редакторы А.Ф. Литвинов, Н.Г. Патока, Б.А. Марковский. Отв. редакторы Ю.Ф. Фролов, А.А. Коляда, А.И. Поздеев, Л.Е. Павлова. ВСЕГЕИ. С.-Пб, 1999. 19 л.
57. *Косько М.К., Радченко Н.С., Савельев Н.А.* Редактор Аникеева Л.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-59-XXVIII. Объяснительная записка. М.: 1972. 86 с.
58. *Кимура Т.* Отчёт об исследовании месторождений серы рудника Нумандзири в профектуре Фукусима //Тисицу тэсасэ гэнпо, 1953, т. 4 № 4. Японск. ВЦП, М. : 1973. С. 25-36.

59. *Кобранова В.Н.* Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, М.: 1962, 490с.
60. *Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др.* Исследование вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами. //Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2003. С. 9-15.
61. *Корнилов Б.А.* Карта аномального магнитного поля СССР. Объяснительная записка. Лист Р-58, 59. М.: Центргеология. 1971. 36 л.
62. *Корнилов Б.А.* Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии (ΔТ)а. Масштаб 1:200 000. Объяснительная записка. Серия Еропольская, лист Р-58-ХI. Серия Корякская листы Р-58-ХII, ХVIII. СВГУ. Магадан. 1981. 1 л.
63. *Корнилов Б.А.* Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии (ΔТ)а. Масштаб 1:200 000. Объяснительная записка. Серия Корякская, лист Р-58-ХIII. СВГУ. Магадан. 1982.
64. *Кудрявцев В.А., Маламед В.Г., Шаранов В.Н.* Расчёты температурных полей зон плавления и контактного метаморфизма //Вестник МГУ, № 5, 1958.
65. *Кунин Н.Я.* Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М.: Недра, 1972. С. 105-173.
66. *Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В., Ерешко Э.М., Харченко Ю.И.* Система островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. № 5. 1979. С. 30-36.
67. *Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И.* Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006г. $M_w=7.6$: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков // Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 14-33.
68. *Леонов В.Л.* Поперечные структуры и их влияние на развитие четвертичного вулканизма // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвящённого 90-летию академика Н.А. Шило. (XII год. Собрание СВ-отделения ВМО) Магадан.: 3-6.06. 2003 г. Том 3. 2003. С. 158-162.
69. *Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю.* Сейсмичность Камчатского региона 1962-2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41-64.
70. *Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах //ДАН. М.: Наука, 1984. Т. 275, № 4. С. 843-847.
71. *Лопатин Б.В., Яроцкий Г.П.* К тектоническому и минерогеническому районированию севера Камчатской области // «Геологическое строение и полезные ископаемые Камчатки». Петропавловск-Камчатский: 1983. С.46-49.
72. *Лыков А.В., Михайлов Ю.А.* Теория тепло- и массопереноса. Госэнергоиздат. М-Л.: 1963, 535с.
73. *Масуренков Ю.П.* Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Восточной Камчатки //Действующие вулканы Камчатки. В 2-х томах. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 8-13.
74. *Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е., Эрлих Э.Н. и др.* Камчатка, Курильские и Командорские острова: (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1974. 437 с.
75. *Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л.* Неоднородности фундамента Охотского моря //Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. ТОИ им. Ильичева. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 102-108.
76. *Мишин В.В.* Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки. // Тихоокеанская геология. 1996. том 15, № 1. С. 110-119.
77. *Мороз Ю. Ф.* Метод электроразведки в региональных исследованиях Камчатки // Изв. АН СССР. Геология и геофизика. 1976, № 7. С. 63-70.

78. Мороз Ю. Ф. Результаты исследований Восточной Камчатки комплексов методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ // Изв. АН СССР. Геология и геофизика. 1976, № 10. С. 140-144.
79. Мороз Ю. Ф. Методика и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки // Изв. АН СССР. Геология и геофизика, 1981, № 1. С. 118-126.
80. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ // Изв. АН СССР. Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 89-94.
81. Мороз Ю. Ф. Слои повышенной электропроводности в земной коре и верхней мантии под Камчаткой // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 9. С. 61-69.
82. Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Южной Камчатки по геофизическим данным // Советская геология № 10. 1985. С. 109-115.
83. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья // Советская геология № 5. 1987. С. 118-123.
84. Мороз Ю. Ф. О связи коровых аномалий повышенной электропроводности с рудопроявлениями на Камчатке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 4. С. 102-105.
85. Мороз Ю. Ф. Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки // Физика Земли. 1988. № 8. С. 45-52.
86. Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 59-67.
87. Мороз Ю. Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991, 182 с.
88. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лоцинская Т.А. Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5, с.127-139.
89. Митюшкина С.В., Иванова Е.И., Левина В.И., Чеброва А.Ю. Макросейсмические проявления промежуточных и глубоких землетрясений Камчатской зоны субдукции // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России, вторая региональная научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 61.
90. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 171 с.
91. Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина-Андриановка (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2001. № 2, т. 20. С. 13-23.
92. Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геологических исследований». Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Выпуск 11. Петропавловск-Камчатский. С. 125-133.
93. Нурмухамедов А.Г. Глубинное строение северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук / ИЗК. Иркутск, 2010. 17 с.
94. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
95. Павлов Ю.А., Юнов А.Ю. О мощности земной коры на Камчатке // ДАН. Том 191. №1. 1970. С. 194-196
96. Павлов Ю.А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. /Изостазия. М.: Наука, 1973.
97. Патока М.Г., Шеймович В.С. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма, 1989 г. М.: Недра, 1989. С. 12-17.
98. Пинегина Т.К. Сейсмические деформации в эпицентральной зоне Олюторского землетрясения // Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье).

- Первые результаты исследования /Отв. ред. В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. 290 с.
99. Поздеев А.И., Рожкова В.К. Редактор Тарасенко Т.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXVIII. Объяснительная записка. М.: 1975. 94 с.
 100. Поляков Г.П., Яроцкий Г.П. Метасоматическая зональность вторичных кварцитов Малетойваямского рудного узла Северной Камчатки //Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Наука. Сиб. отд. 1980. С. 43-49.
 101. Попруженко С.В., Апрельков С.Е. Строение фундамента Авачинской депрессии. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 15-24.
 102. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Пинегина Т.К. Олюторское землетрясение в Корякии 20 (21) апреля 2006 г., Результаты геологического и макросейсмического изучения эпицентральной области // Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье). Первые результаты исследования / Отв. ред. В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. 290 с.
 103. Ротман В.К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки // ДАН СССР, т. 159, 1964, № 4, с. 817-820.
 104. Ротман В.К. Общие черты магматизма внутренней части Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса // Советская Геология. 1971. № 10. С. 42-53.
 105. Ротман В.К. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1:500 000. Металлогения СССР. Л.: 1984. С. 32-55.
 106. Селивёрстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
 107. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Специфика гидравлического расчёта транспортировки пароводяного теплоносителя на геотермальных месторождениях // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 3-14.
 108. Скуратовский С.П. Новые данные о геологическом строении бассейна рек Берёзова и Осиновая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное издательство. 1969. С. 10-17.
 109. Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование //Геол. рудных мний. Наука. XVI, 1974. С. 3-17.
 110. Справочник геофизика. Том 1-5. М.: Недра, 1960-1969.
 111. Солов
 112. Ёв В.В., Рыжова В.М. Карта рельефа подошвы литосферы России, масштаб 1: 10 000 000. Объяснительная записка. М.-СПб, 1996 (Роскомнедра, ВСЕГЕИ). С. 187-194.
 113. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Метод трекового и структурного анализа //Труды ГИН РАН, вып. 577. М.: Наука, 2008. С. 256-270.
 114. Сурков В.С., Злиннатуллин М.З., Литилин А.В. и др. Глубинное строение земной коры вдоль профиля 2-ДВ по гравитационным и аэромагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерогения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН. 2003 г. Т. 1. С. 66-69.
 115. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках /Под ред. Филатовой Н.И., Егоровой И.В., Дворянкина А.И. и др. М.: Недра, 1984. 211 с.
 116. Тарасенко Т.В., Лопатин Б.В., Декин Г.П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное издательство. 1969. С. 65-76.
 117. Тарасенко Т.В., Титов И.Н. Основные черты металлогении центральной и юго-западной части Корякского нагорья //Материалы по геол. и полезным ископаемым

- Корякского нагорья. Дальневосточное книжное изд-во, Петропавловск-Камчатский. 1969. С. 3-20.
118. *Тарасенко Т.В.* Структурно-формационные зоны и размещение полезных ископаемых Камчатской области // Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки. Сб. тр. ВЗПИ, вып. 68. М.: 1971. С. 3-13.
 119. *Тарасенко Т.В., Дмитриев В.Д. и др.* Мегаблоки и металлогеническая зональность Корякского нагорья и Камчатки // Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Недра, 1973. С. 93-95
 120. *Тарасенко Т.В., Дмитриев В.Д., Лопатин Б.В., Яроцкий Г.П.* Рудоконтролирующие структуры Камчатки, центральной части Корякского нагорья и Пенжинского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 155-156.
 121. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск. 1976. 757 с.
 122. Тектоническая карта Дальнего Востока / Гл. редакторы Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенов. АН СССР. Мингео СССР. Л. : Картфабрика ВСЕГЕИ. 1978.
 123. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Авт. Авдейко Г.П., Берлин Ю.М., Богданов Н.А. и др., (ред. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин). М., ИЛ-РАН, 2000.
 124. *Томсон И.Н., Фаворская М.А.* О типах очаговых структур в связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М.: Наука, 1973. С. 49-65.
 125. *Тихонов В.И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки // ДАН СССР. т. 127, № 1. 1959.
 126. *Тихонов В.И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распространении вулканов // «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца». Тр. ГИН АН СССР, вып. 89. М.: Наука, 1963.
 127. *Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264с.
 128. *Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В.* Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН, 2011. Т. 437. № 5. С. 655-658.
 129. *Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* «Долгосрочный прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011 – VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$. // Вулканология и сейсмология, 2012, № 2. С. 3-26.
 130. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
 131. *Филимонов Б.Н. и др.* Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканических зон по гравиметрическим данным / Тихоокеанская геология. 1984.
 132. Формы геологических тел (Терминологический справочник). Под редакцией Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьёва. М.: Недра, 1977, 246 с.
 133. *Хаин В.К.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. С. 310-340.
 134. *Хомичев В.Л.* Плутоны – дайки – оруденение // Отечественная геология, 2012 №2. С. 90-96.
 135. *Чиков Б.М.* О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области // Доклады Академии наук СССР. 1965. Том 161, № 6. Москва. Наука, С. 1397-1399.
 136. *Шафрановский И.И., Плотников Л.М.* Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144с.
 137. *Шеймович В.С.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Южно-Камчатская серия. N-57-XXI, XXVII, XXXIII. 1996.
 138. *Шеймович В.С.* Государственная геологическая карта РФ. М-б 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXVII, N-57-XXXIII. М. : 2000. С. 18-53.

139. Шельф Сахалина: геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т морской геол. и геофиз.). А.В. Журавлев, М.Х. Лифшиц, Б.К. Остистый, В.В. Баранов и др. М.: Недра. 1975. 192 с.
140. Шкловер А.М. Теплопередача при периодических тепловых воздействиях. Госэнергоиздат. 1961. С. 15-30, 65-124.
141. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск. Наука. Сибирское отделение, 1973. С. 3-132.
142. Яроцкий Г.П. Мегаблоки и металлогеническая зональность Корякского нагорья и Камчатки // Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Недра, 1973. С. 93-95.
143. Яроцкий Г.П. Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корякско-Камчатского региона // «Геодинамика вулканизма и геотермального процесса». – Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 44-45.
144. Яроцкий Г.П. Проявление симметрии в размещении разрывных дислокаций и минерогенических факторов Северо-Камчатского сероносного района // Симметрия структур геол. тел. М.: 1976 а. С. 88-90
145. Яроцкий Г.П. Поперечные глубинные разломы и некоторые аспекты строения земной коры Корякско-Камчатского региона // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулкан. поясов. Владивосток. 1976 б. С. 110-112
146. Яроцкий Г.П. Оценка территории Корякско-Камчатского региона в связи с рудоносностью вторичных кварцитов // «Количественная оценка и прогноз рудоносности». Л.: Недра, 1978. С. 154-156.
147. Яроцкий Г.П. Прогноз рудоносных площадей в Центрально-Камчатском вулканическом поясе (на основе геофизических исследований) // Тр. I Всесоюзного вулкан. совещания «Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли». Тбилиси. 1980. С. 333-335.
148. Яроцкий Г.П. Отражение в Центрально-Камчатском вулканическом поясе разрывной тектоники его основания // Геол. строение и полезные ископаемые Камчатки. М.: 1983.
149. Яроцкий Г.П. Иерархия минерогенических факторов Северо-Камчатского сероносного района // Прогнозирование и оценка рудных объектов в вулканических поясах. Хабаровск. 1988
150. Яроцкий Г.П. Прогноз рудных районов, узлов, полей в Центрально-Камчатском вулканическом поясе // Прогнозирование и оценка рудных объектов в вулканических поясах. Хабаровск. 1989. С.
151. Яроцкий Г.П. Симметрия размещения поперечных глубинных разломов и их роль в локализации рудных районов северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // «Проблемы организации территорий нового освоения». Региональное совещание. Хабаровск. 1991. ч. 2. С. 90-92.
152. Яроцкий Г.П. Глыбово-клавишная тектоника коры окраины континента - инструмент прогноза рудоносных таксонов // Материалы XII научн. прак. конф. (Билибинские чтения) «Геология и металлогения Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий». Магадан. 2001
153. Яроцкий Г.П. Закономерности размещения минерогенических таксонов Японо-Камчатской дуги Тихоокеанского пояса (Концепция глыбово-клавишной тектоники окраины континента). // Т. 1. 2001. С. 120-122.
154. Яроцкий Г.П. Тектоника и минерогения зоны перехода континент-океан // Геодинамика, магматизм и минерогения конт. окраин Севера Пацифики. Материалы всерос. сов. Том 3. Магадан. 2003. С. 244-249
155. Яроцкий Г.П. Закономерности размещения вулканических серных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Корякия, Камчатка, Курилы, Япония) // П.-Камчатский: Изд-во Камчат. ГУ им. В. Беринга, 2006. 138 с.

156. Яроцкий Г.П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса // П-Камчатский: Изд-во Камчат. ГУ, 2007а. 301 с.
157. Яроцкий Г.П. Вероятное замыкание Чукотского сейсмического пояса в Корякском нагорье. Геолого-геофизическое истолкование // Проблемы совр. сейсмологии и геодинамики Центр. и Вост. Азии. Материалы всерос. совещ. с международным сотрудничеством. 18-24 сентября 2007 б. Том 2. Иркутск. С. 210-216.
158. Яроцкий Г.П. Сейсмичность и разломная тектоника юго-запада Корякского нагорья // Всерос. регион. конф. «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН». Москва. 2008 а. Том II. С. 372-375.
159. Яроцкий Г.П. Разломно-блоковая тектоника активной окраины континента на юго-западе Корякского нагорья как вероятный источник землетрясений // Межд. конф. «Сейсмологический мониторинг территории стран СНГ для повышения эффективности и действенности сейсмического контроля в сейсмоопасных регионах». Обнинск. 2008 б. С. 354-359
160. Яроцкий Г.П. Вероятная причина возникновения землетрясений на Морской транзитали литосферы Северо-Востока Азии // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18-21 августа 2009 г.). – В 2-х т. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 80-83.
161. Яроцкий Г.П. Разломно-блоковая тектоника литосферы северо-восточной части Тихоокеанского побережья Евразии как источник землетрясений на юго-западе Корякского нагорья // «Геодинамика», Львов. Наука. Украина. 2010. № 1(9), С. 28-36
162. Яроцкий Г.П., Василюк И.Н., Митрофанов М.О. Сеймотектоническая структура Хаилинского землетрясения // Материалы IV научн. тех. конф. «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». Петропавловск-Камчатский. 2013. С.
163. Яроцкий Г.П. Тектонический феномен Хаилинского землетрясения 8 марта 1991 г. на Юго-Западе Корякского нагорья // Геодинамика. Киев. 2013. № 1 (14). С. 110-123.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

Камчатского филиала федерального бюджетного учреждения (ФБУ)

"ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу"

1. Белоусов С.П., Касьянюк Е.Е., Желтухина С.Ф. и др. Объяснительная записка к гравиметрической карте Камчатской области масштаба 1:500 000. Руководство пользователю. 1 кн. – 16 л., 11 гр. пр. ФГУП «Елизовская геофизическая экспедиция». Елизово, Камчатской области. 2001 г.
2. Белков Е.Е., Дмитриев Е.И., Шелудченко С.Л. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Энынгваям-Лигинмываям (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000, проведенных Усть-Малетойваямской партией на территории листа Р-58-126-В, Г в 1970-71 г.г.) 1972 г.
3. Белков Е.Е., Дмитриев Е.И., Евглевский Н.Л. Окончательный отчет по аэрофотогеологической съемке масштаба 1:50 000 листов Р-58-102-А, Б, В; 58-103-А, Б. Корякское нагорье (Олюторская опытная аэрофотогеологическая партия 1973-1975 г.г.) 1975 г.
4. Боровцев А.К., Ким А.Г., Сидоренко В.И., Валов М.Г., Дмитриев В.Д., Яроцкий Г.П. и др. Отчёт о результатах групповой съёмки масштаба 1:50 000, проведённой Эруваямской партией в 1974-80 гг. в бассейнах рек Эруваям, Дранки, Лесной (листы О-57-24-Г; О-57-35-Г; О-57-36-А, Б, В, Г; О-57-47-А, Б; О-57-48-А, Б; О-58-13-В; О-58-25-А, В. Том I, кн. 2 (стр.33-336). Петропавловск-Камчатский: 1980 г.

5. Бражсаев В.И., Лапишин Л.И. Отчет о гравиметрической съемке м-ба 1:1 000 000 в северной части Камчатского п-ва и о-ве Карагинском (Северо-Камчатская гравиметрическая партия, 1966-67 гг). 1967 г.
6. Горбадей Э.Ф., Матвеев А.Д., Отчет о региональных сейсморазведочных работах в центральной части Центрально-Камчатского прогиба, проведенных Крапивнинской сейсморазведочной партией № 2 в 1976-1977 гг. 1978 г.
7. Гундобин В.М., Некрасова Ю.С., Климов В.Н., Рассадкин Б.Ф., Стефанович Е.Н., Филимонов Б.М. Редактор Розенкранц А.А. Отчёт по геологической съемке масштаба 1:200 000 на территории листов Р-58-ХІІІ, ХІV за 1977-1981 гг. Партия № 11. 1981. I – 208 с., II – 200 с., 13 граф. пр. Москва-Петропавловск-Камчатский: 1981 г.
8. Демидов Н.Т., Зименко С.И., Синельников С.Г., Михалева А.П., Стофорандова Л.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые листа О-58-І, ІІ. (Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1:200 000, проведенной в 1961, 1964-1967 гг. в бассейне рр.Тымлат, Белой, Кичиги, Пустой). КТГУ. 1968 г.
9. Евлевский Н.Л. Отчёт о групповой геологической съемке и геологическом доизучении площадей масштаба 1:200 000 на территории листов Р-58-ХІ, ХІІ, ХVІІІ; - 59-ХІІІ, проведенных Пенжинской ГСП в 1983-87 гг. (в трех книгах). пос. Корф. 1987 г.
10. Еркин В.М., Дмитриев В.Д., Никольский В.М., Зайцев И.М. Геология, генезис и критерии прогноза сульфидно-алунито-серных месторождений Камчатки. (Отчет по теме: Разработка поисковых критериев скрытых месторождений самородной серы во вторичных кварцитах Камчатской области). 1970 г.
11. Корякин Ю.А., Попова В.Ф. Отчет о геофизических работах Белоярского отряда в Междуречье Вироваям-Валоваям в 1966 г. 1967.
12. Майков Л.А. Отчёт о работе Северо-Корякской аэрогеофизической партии за 1959 г., КТГУ. 1960 г.
13. Манапов В.Г., Напылова Н.А. Отчет о региональных сейсморазведочных работах в центральной части Пенжинского прогиба (Чернореченская сейсморазведочная партия № 3/79-80) 1980г.
14. Манапов В.Г., Байбарза Н.А. Отчёт о результатах сейсморазведочных работ КМПВ Первореченской партии в Юзо-западной части Пенжинского прогиба. КТГУ. 1979 г.
15. Митрофанов Н.П., Турчинович Ю.С., Соколова Л.Б. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Игунаваям, Сеэрваям, Каванейваям. (Отчет о работе Игунаваямской геологосъемочной партии м-ба 1:50 000 за 1966 год). 1967 г.
16. Митрофанов Н.П., Талалай М.А., Гимадеев Ш.Ш. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Уннэйваям (Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000, проведенных Верхне-Уннэйваямской партией на территории листов Р-58-103-Г, Р-58-104-В в 1970-71 гг.) 1972 г.
17. Нурмухамедов А.Г. Отчёт о результатах работ по объекту «Создание схемы сеймотектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области на основе обобщения глубинных геолого-геофизических работ» в 2011-2013 гг. Госконтракт № 2/11 от 11.07.2011, п. Елизово Камчатский край. 2013 г.
18. Поздеев А.И., Карпасов Л.М. Отчет о работе Верхне-Уннэйваямской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1962 г. 1963 г.
19. Поздеев А.И., Рожкова В.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXVІІІ 1965 г.
20. Поздеев А.И., Рожкова В.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58- XXVІІІ 1975 г.
21. Полунин В.Н., Исаков А.Б., Беляев И.С. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ичигиннаям и Тклаваям (Окончательный отчет об исследованиях Ичигинской ГСП м-ба 1:50 000 за 1973-74 гг. Листы Р-58-102-А, Б, В; Р-58-103-А, Б, В) 1975 г.
22. Поляков Г.П., Фесюк А.С. Геологическое строение и оценка проявлений самородной серы Малетойваямского и Красногорского сернорудных узлов Северо-Камчатского

- сероносного района. (Отчет о результатах работ Анапкинской поисково-разведочной и Белоярской геолого-поисковой партий за 1966 г.). 1967 г.
23. *Портнов А.Н., Калимуллин О.Х., Прошичев В.М.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 в Олюторском районе Камчатской области (Ильпинская гравиметрическая партия, 1968 г.). 1969 г.
 24. *Портнов А.Н., Калимуллин О.Х.* Отчет о гравиметрической съемке м-ба 1:200 000 в северной части Камчатского перешейка, проведенной Пусторецкой гравиметрической партией в 1969 г. 1970 г.
 25. *Семенов Е.М., Виноградова Н.И., Любый Л.И., Степанов В.И.* Отчет о результатах детальной аэрогеофизической съемки в Северо-Камчатском сероносном районе и Ганальском хребте за 1969 год. 1970 г.
 26. *Семенова Л.А., Турчинович В.В.* Отчет по теме: "Геолого-структурные условия локализации и оценка перспектив золотоносности Пенжинского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса". Работы 1974-75 гг. 1975 г.
 27. *Талалай М.А., Шелудченко С.Д.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 Средне-Уннэйваямской партии на территории листов Р-58-92-В, Г; Р-58-93-В; Р-58-104-А,Б; Р-58-105-А за 1974-1976 г.г. 1976 г.
 28. *Терешков В.Г., Семенов Я.А.* Геологическое строение и перспективы проявлений серебра междуречья Цнаваям-Уннэйваям (Отчет о работе Утваямской ГПП масштаба 1:50 000 за 1964 г.) 1965 г.
 29. *Шнак И.П.* Отчет о результатах работ Ильпинской электроразведочной партии № 22/72 за 1972 год 1973 г.
 30. *Яроцкий Г.П., Поляков Г.П., Касабов Ю.А., Чотчаев Х.О.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях в Северо-Камчатском сероносном районе летом 1970 г. (2-я Лигинмываямская комплексная партия) и работах ГИГХСа по договору № 25 от 3 -го января 1968 года. 1971 г.
 31. *Яроцкий Г.П., Чотчаев Х.О., Касабов Ю.А.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях на Малетойваямском рудном поле в Северо-Камчатском сероносном районе летом 1971 г. (3-я Лигинмываямская комплексная партия). 1971 г.
 32. *Яроцкий Г.П.* Отчёт по теме: «Методика поисков и разведки гидротермально-метасоматических месторождений серы во вторичных кварцитах Северо-Камчатского сероносного района на основе геофизических методов» за 1972-73 г. Петропавловск-Камчатский, 1974 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7

КНИГА 2

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И СУШИ ИХ ОБРАМЛЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Глава I.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ У АВТОРА ИНТЕРЕСА К ПРОБЛЕМЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПРОДОЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТА

Гипотеза о происхождении Камчатки как пограничной структуры на окраинах Охотии и Берингии

2.I.1. Яроцкий Г. П. Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корякско-Камчатского региона	11
2.I.2. Яроцкий Г. П. Поперечные глубинные разломы и некоторые аспекты строения земной коры Корякско-Камчатского региона	12
2.I.3. Байков А. И., Яроцкий Г. П., Дмитриев В. Д., Деникин Г. П. Геоблоки Камчатки и их металлогеническая специализация	14
2.I.4. Байков А.И., Яроцкий Г.П. К тектонике зоны перехода континент-океан (на Камчатке)	15
2.I.5. Геологический атлас России, масштаб 1: 10000000	18

Глава II.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТА АЗИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

2.II.1. Яроцкий Г. П. Поперечные межглыбовые сквозькоровые глубинные разломы Корякско-Камчатского региона	24
--	----

Аспекты геологии и тектоники поперечных дислокаций

2.II.2. Буш В.А. Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма	32
2.II.3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых	33
2.II.4. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Островодужный кислый вулканизм и его геологическое значение	35
2.II.5. Сурков В.С. и др. Глубинное строение земной коры вдоль профиля 2-ДВ по гравитационным и аэромагнитным данным	40

2.П.6. Берзин Р.Г. и др. Результаты электроразведочных работ на южной части профиля 2-ДВ.....	42
2.П.7. Геодинамика магматизм и металлогения Востока России	43
2.П.8. Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю. Плотность разломов, землетрясения и рельеф границ расслоения в земной коре (на примере центральной части Магаданской области)	44
2.П.9. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев Ю.В. Зоны активизации и вулканизм.....	46
2.П. 10. Патока М.Г., Шеймович В.С. Кайнозойский вулканизм Южной Камчатки.....	48

Глава III.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ КОНТИНЕНТА АЗИИ И СУШИ ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

Геофизические аспекты геотектоники Японского, Охотского и Южно-Китайского морей

2.Ш.1. Яроцкий Г.П. Японские острова. Строение земной коры Японских островов	49
2.Ш.2. Андиева Т.А., Супруненко О.И., Шамараев В.Н. Магнитное поле прикамчатских акваторий	52
2.Ш.3. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона.....	54
2.Ш.4. Мельниченко Ю.И., Крюков Т.Л. Неоднородности фундамента Охотского моря	56
2.Ш.5. Яроцкий Г.П. Тектоническая карта Охотоморского региона.....	56
2.Ш.6. Злобин Т.К., Злобина Л.М., Гуленок Р.Ю. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность Западно-Камчатского бассейна.....	67
2.Ш.7. Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др. Исследование вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами	70
2.Ш.8. Гаврилов А.А. Кольцевые структуры Японских островов.....	72

Глава IV.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ЮГО-ВОСТОКУ ОТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Аспекты тектонического районирования Пенжинской и Центрально-Корякской тектонических зон

2.IV.1. Чиков Б.М. О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области.....	74
2.IV.2. Тарасенко Т.В., Лопатин Б.В., Декин Г.П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья.....	75
2.IV.3. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса по геофизическим данным.....	79
2.IV.4. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура и кинематика базит-гипербазитовых образований Анадырско-Корякского региона	86

Строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны, Эвенской вулканической зоны, юго-западной части Корякского нагорья, и бассейна р. Пенжины

2.IV.5. Акрамовский И.И. Роль поперечных дислокаций в тектоническом строении территории бассейна р. Анадырь (по геолого-геофизическим данным)	92
---	----

2.IV.6. Мороз Ю.Ф. Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья.....	95
2.IV.7. Апрельков С.Е., Декина Г.И. и Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины	99

Глубинное строение Пенжинского прогиба

2.IV.8. Мороз Ю.Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ.....	112
2.IV.9. Филимонов Б.Н. и др., Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканических зон по гравиметрическим данным.....	114

КНИГА 3

ГЛЫБОВО-КЛАВИШНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКРАИН КОНТИНЕНТА АЗИИ И ПРОЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РЕСУРСНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ

Глава V.

ТЕКТОНИКА И ГЕОСТРУКТУРЫ КАМЧАТКИ В КОНЦЕПЦИИ ГЛЫБОВО- КЛАВИШНОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Региональные геоструктуры Камчатки и их глубинные элементы

3.V.1. Павлов Ю.А., Юнов А.Ю. О мощности земной коры на Камчатке.....	119
3.V.2. Мороз Ю.Ф. Метод электроразведки в региональных исследованиях Камчатки	122
3.V.3. Мороз Ю.Ф. Методика и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки.....	125
3.V.4. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Восточной Камчатки в районе Ключевской группы вулканов	128
3.V.5. Мороз Ю.Ф. Слои повышенной проводимости в земной коре и верхней мантии под Камчаткой.....	129
3.V.6. Апрельков С.Е., Иванова Г.И., Ольшанская А.М. и др. Структура основания Центрально-Камчатского вулканического пояса.....	132
3.V.7. Мороз Ю.Ф. Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки.....	136
3.V.8. Мороз Ю.Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным.....	137
3.V.9. Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрельков С.Е. Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурное положение вулканов по профилю Нижняя Облуковина-Андриановка (Камчатка).....	144
3.V.10. Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина-Андриановка (Камчатка).....	145
3.V.11. Злобин Т.К., Гуреев П.Г., Злобина Л.М. Глубинное строение на Юго-Западной Камчатке по данным метода объёмных волн землетрясений.....	148
3.V.12. Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки	151
3.V.13. Апрельков А.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэляят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки.....	154

Геоструктуры и глубинное строение Южной Камчатки

3.V.14. <i>Балеста С.Т. и Гонтовая Л. И.</i> Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки.....	160
3.V.15. <i>Попруженко С.В. Апрельков С.Е.</i> Строение фундамента Авачинской депрессии.....	161
3.V.16. <i>Мороз Ю.Ф.</i> Строение осадочно-вулканогенного чехла Южной Камчатки по геофизическим данным.....	165
3.V.17. <i>Мороз Ю.Ф. др.</i> Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки	168
3.V.18. <i>Мишин В.В.</i> Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки.....	171
3.V.19. <i>Апрелков С.А., Иванов Б.В., Попруженко С.В.</i> Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон).....	176
3.V.20. <i>Апрелков С.Е. и др.</i> Структуры фундамента и локализации вулканизма Южной Камчатки.....	181

Глава VI.

РЕСУРСНАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ПРОГНОЗА РУДОНОСНЫХ ТАКСОНОВ

Роль поперечных межглыбовых разломов в минерагении Центрально-Корякской тектонической зоны

3.VI.1. <i>Яроцкий Г.П.</i> Закономерности строения подошвы литосферы и минерагении на Морской транзитали Северо-Востока Азии	185
3.VI.3. Закономерности размещения рудных районов на карте подошвы литосферы Морской транзитали Украинноморского литосферного блока	191
3.VI.2. <i>Яроцкий Г.П.</i> Тектоническая позиция первого сереборудного района в Корякском нагорье.....	193
3.VI.4. Геолого-геофизические закономерности размещения оруденения в Ильпинском рудном районе на юго-западе Корякского нагорья.....	198
3.VI.5. <i>Апрелков С.Е. и др.</i> Палеовулканоструктуры Уннэйваямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения	219

Серебро северо-запада Корякии

3.VI.6. <i>Яроцкий Г.П.</i> Северо-Западно-Корякская сереборудная провинция (металлогеническая зона)	223
3.VI.7. <i>Яроцкий Г.П., Митрофанов М.О.</i> Сереборудная провинция северо-запада Корякии (геолого-геофизическое обоснование выделения).....	229
3.VI.8. <i>Яроцкий Г. П.</i> Закономерности размещения и прогноз рудных таксонов юго-запада Корякского нагорья	237

Глава VII.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ЮГО-ЗАПАДА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ

**Роль поперечных межглыбовых и внутриглыбовых разломов
в локализации очагов землетрясений**

3.VII.1. <i>Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А. и др.</i> Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф – Верхнее Пенжино	249
3.VII.2. <i>Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В.</i> Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона.....	257
3.VII.3. <i>Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.</i> Долгосрочный прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX. 2011 – VIII. 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$	262
3.VII.4. <i>Яроцкий Г.П.</i> Тектонический Феномен Хаилинского землетрясения 8 марта 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья	267

**Гипотеза о локализации основных толчков землетрясений в перегибах
геоструктур современной активной окраине континента Азии
в Корякии и на Камчатке**

3.VII.5. <i>Мороз Ю.Ф.</i> Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ	287
3. VII.6. <i>Мороз Ю.Ф.</i> О связи коровых аномалий повышенной электропроводности с рудопроявлениями на Камчатке	291
3.VII.7. <i>Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф.</i> Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований	293
3.VII.8. <i>Яроцкий Г.П.</i> О приуроченности осевых линий облаков афтершоков землетрясений к перегибам поднятий и опусканий клавиш воздымающихся и опускающихся глыб земной коры окраины континента.....	297
Заключение	300
Литература	303
Содержание	314

Научное издание

ЯРОЦКИЙ ГЕОРГИЙ ПАВЛОВИЧ

**ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН
КОНТИНЕНТОВ ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

(Корякия-Камчатка-Сахалин-Япония)
(в 2-х книгах)

Книга 2

**Поперечные дислокации окраинных морей и суши их
обрамления на северо-западе Тихого океана**

Книга 3

**Глыбово-клавишная структура земной коры окраин и
проявление закономерностей экологических функций
литосферы**

М О Н О Г Р А Ф И Я

Корректор *А.В. Тарасов*
Компьютерная вёрстка – *Я.В. Петроченко*,
Компьютерная графика *Я.В. Петроченко, А.В. Тарасов,*
Г.П. Яроцкий, И.Н. Василюк

Подписано к печати .2014

Формат 60 x 90 1/16. Гарнитура «Таймс».

Печать офсетная.

Усл. печ.л. 50,59.

Тираж 450 экз. Тип. зак.

Дальневосточного отделения Российской академии наук
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9.

тел. (4152) 30-25-02. Лицензия ЛР № 020387 от 12.02.97

E-mail: ecology@kscnet.ru; volcan@kscnet.ru

www.kscnet.ru/ivs/

ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет
имени Витуса Беринга»

683032, Петропавловск-Камчатский, ул. Пограничная, д. 4

тел. 8(415-2) 427-078, e-mail: nio@kamgu.ru, www.kamgu.ru

Оригинал-макет подготовлен в Институте вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН)

683023, Петропавловск-Камчатский, б. Пийпа, 9.

Тел.: (4152) 490337, 490338

На обложке:

*Камчатка. Вулкан Безымянный, 9 ноября 2007 г. На переднем плане отложе-
ния пирокластического потока (темные) и обвальной лавины (светлые).*

На дальнем левом плане вулкан Камень.

Фото – Озерова А.Ю.

ISBN 978-5-902-424-02-8



978-5-902-424-02-8

©Г.П. Яроцкий, 2014

© Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014

© Камчатский государственный университет им. В.Беринга,
2014

© РАЕ. Камчатское и Корякское региональные отделения, 2014

© ВОО «Русское географическое общество», 2014