

Том 25, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь_Февраль 2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>М.Е. Мельников, С.П. Плетнев, И.А. Басов, Т.А. Пунина, И.А. Пуляева, Т.Е. Седышева, В.Д. Худик, Т.Н. Хулапова, Ю.Д. Захаров.</i> Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан)	3
<i>Е.В. Михайлик, А.И. Ханчук, Л.Б. Хершберг.</i> Роль топографических вихрей Тэйлора-Хогга в формировании железомарганцевых конкреций по периферии Магеллановых гор Тихого океана	14
<i>К.Б. Булнаев.</i> Формирование впадин “забайкальского” типа	18
<i>А.М. Петрищевский.</i> Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки	31
<i>Г.Ф. Уфимцев.</i> Земная поверхность и ее рельеф	47
<i>Б.Ф. Палымский.</i> Иерархическая система картографируемых геологических тел	55
<i>А. Я. Кочетков.</i> Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение	62
<i>Ю.Г. Пискунов, Л.И. Рогулина, Ю.П. Юшманов, А.А. Катрук.</i> Минералогия руд Майского золото-серебряного месторождения (Приморье)	74
<i>С.М. Родионов, Г.В. Роганов.</i> Минеральное фосфатное сырье Дальнего Востока и проблемы его освоения	81
<i>С.Л. Турков.</i> Системная интерпретация основных понятий геоэкологии	90
Рецензии	
<i>М.П. Антипов, Б.В. Ермаков, А.Е. Шлезингер.</i> Осадочные бассейны Востока России	102
Хроника	
<i>Г.Л. Кириллова.</i> Морская и неморская юра: глобальная корреляция и главные геологические события	104
Юбилей	
Николай Леонтьевич Добрецов (к 70-летию со дня рождения)	109
Потери науки	
Феликс Рузикович Лихт (1933–2006)	111

CONTENTS

<i>M.E. Melnikov, S.P. Pletnev, I.A. Basov, T.A. Punina, I.A. Pulyaeva, T.E. Sedysheva, V.D. Khudik, T.N. Khulapova, Yu.D. Zakharov.</i> New geological and paleontological data on Fedorov Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)	3
<i>E.V. Mikhailik, A.I. Khanchuk, L.B. Khershberg.</i> The role of the Taylor-Hogg topographic eddies during Fe-Mn nodule deposition on the periphery of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)	14
<i>K.B. Bulnaev.</i> The formation of “Transbaikal type” depressions	18
<i>A.M. Petrishchevsky.</i> Tectonic interpretation of density heterogeneities in the crust and upper mantle of Kamchatka	31
<i>G.F. Ufimtsev.</i> The Earth’s surface and its relief	47
<i>B.F. Palymsky.</i> Hierarchical system of the mapped geological bodies	55
<i>A.Ya. Kochetkov.</i> Ore potential of alkaline massifs of the Aldan shield. Ryabinovsky copper-gold-porphyry deposit	62
<i>Yu.G. Piskunov, L.I. Rogulina, Yu.P. Yushmanov, A.A. Katruk.</i> Mineral composition of ores at the Maya gold-silver deposit (Primorye)	74
<i>S.M. Rodionov, G.V. Roganov.</i> Mineral phosphate raw material of the Far East, and the problems of its development	81
<i>S.L. Turkov.</i> System interpretation of the principal concepts of geoecology	90

Reviews

<i>M.P. Antipov, B.V. Yermakov, A.E. Shlezinger.</i> Sedimentary basins of East Russia	102
--	-----

Chronicles

<i>G.L. Kirillova.</i> Marine and non-marine Jurassic: global correlation and major geological events	104
---	-----

Anniversaries

Nikolai L. Dobretsov (70th birth anniversary)	109
---	-----

Obituaries

Feliks R. Likht (1933–2006)	111
-----------------------------------	-----

**НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГАЙОТУ
ФЕДОРОВА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)**

М.Е. Мельников,* С.П. Плетнев, И.А. Басов,* Т.А. Пунина,****
И.А. Пуляева,* Т.Е. Седышева,* В.Д. Худик,**** Т.Н. Хулапова,*
Ю.Д. Захаров******

* ГНЦ “Южморгеология”, г. Геленджик

**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

***Геологический институт РАН, г. Москва

****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В результате экспедиционных исследований, проведенных ГКЦ “Южморгеология” в 2001–2004 гг. в Тихом океане на НИС “Геленджик“, получены новые материалы, позволившие установить особенности геоморфологического строения гайота Федорова, выяснить вещественные и палеонтологические характеристики структурно-формационных комплексов горных пород в возрастном диапазоне от раннего мела до плейстоцена включительно. Анализ макро- и микрофауны в осадочных породах дал возможность выделить “трансгрессивные” фазы в развитии гайота: сеноман-туронскую, позднекампан-маастрихтскую, позднепалеоцен-среднеоценовую и позднекайнозойскую. Находки палеогеновой малакофауны и кораллов в сочетании с планктонными фораминиферами позволяют сделать вывод о существовании относительно мелководных условий в районе гайота Федорова в раннем палеоцене.

Ключевые слова: гайоты, фораминиферы, нанопланктон, кораллы, малакофауна, мел, кайнозой, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Подводные горы – одни из наиболее характерных геоморфологических объектов дна Тихого океана, входящих в состав наиболее значительных геологических структур: вулканических хребтов, архипелагов, островных дуг и поднятий. В центральной части северо-западной Пацифики сосредоточено не менее 1000 подводных гор с высотой 3–4 км. Горная страна, получившая названия Магеллановы горы, пока не имеет строго очерченных границ. Ряд исследователей указывают на скопление подводных гор к западу от Марианских островов, которые образуют выгнутую в северном направлении дугу с радиусом 400 км [7]. Другие выделяют единую систему горных цепей от Японских островов на севере до островов Гилберта на юге, и в ней Магеллановы горы выступают как отдельная цепь (более 1300 км), вытянутая от зоны сочленения желобов Волкано и Марианского до горного массива Ита Май Тай на юге [1, 6]. По обе стороны от цепи Магеллановых гор расположены продоль-

ные впадины с глубинами более 6000 м. Горные постройки представляют собой типичные гайоты с уплощенными или слегка выпуклыми вершинами, расположенными на глубинах 1200–2200 м. Время образования и планации вершин большинства гайотов обычно относят к середине мелового периода [8]. Происхождение гайотов трактуется неоднозначно. Ряд авторов происхождения гайотов связывают с приуроченностью к глубинным разломам, либо с формированием их в зоне спрединга с последующей транспортировкой к современному местоположению [3] или прохождением океанической плиты над горячей точкой [10]. Однако до сих пор число детально изученных гайотов еще очень мало, и особенно не хватает сведений по возрасту слагающих их пород. По мнению Б. Хизена [8], геологическую историю развития Западной Пацифики нельзя понять только по стратиграфической летописи кернов глубоководного бурения, и просто необходимо эти данные дополнять анализом геологического материала по подводным горам.

МЕТОДИКА РАБОТ

В течение 2001–2004 гг. силами ГНЦ "Южмор-геология" был организован ряд морских экспедиций на НИС "Геленджик" с целью оценки запасов марганцевоокисных руд коркового типа в районе Магеллановых гор. В комплекс работ входили батиметрическая съемка многолучевым эхолотом EM12 Simrad, фототелевизионное профилирование, геологическое опробование скальными драгами и бурение грунта (до 1,2 м) с помощью подводной установки ГБУ. Батиметрическая съемка позволила построить карты рельефа гайотов с точностью, удовлетворяющей масштабу 1: 200 000.

В процессе драгирования и бурения гайота Федорова, ранее именовавшегося гайот ИОАН, были подняты вулканогенно-осадочные и осадочные породы, которые содержали различные органические остатки. Комплексный биостратиграфический анализ, с учетом макро- и микрофоссилий в 67 образцах горных пород, существенно дополнил уже имеющийся палеонтологический материал и позволил наметить этапы геологического развития исследуемого гайота в позднем мелу–кайнозое.

РЕЛЬЕФ ДНА

Гайот Федорова, расположенный в восточной цепи Магеллановых гор (рис 1), близко к Маршалловым островам, является одним из наиболее изученных во всей западной части Тихого океана. Весомый вклад в познание его строения внесли геолого-гео-

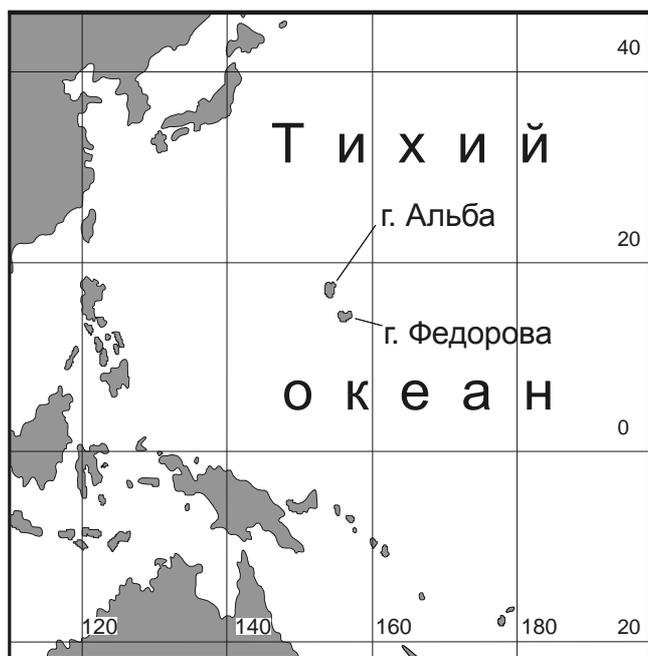


Рис. 1. Положение гайота Федорова в Тихом океане.

физические исследования экспедиций, организованных Академией наук СССР и геологической службой России [3, 5].

В плане гайот имеет дугообразную форму, выгнутую к югу-юго-востоку и образованную двумя вулканическими постройками с ориентацией западного массива на северо-запад и восточного – на северо-восток (рис. 2). Его подножье хорошо очерчивается изобатой 5500 м. В ее пределах размер основания западной и восточной построек соответственно равен 110×66 км и 83×65 км. Западная постройка осложнена отрогом северо-западного простирания длиной более 40 км и двумя отрогами юго-западного направления протяженностью 27 и 20 км. Очертания вершинных поверхностей западной и восточной построек повторяют контур оснований и имеют размеры соответственно 79×28 и 42×18 км. Вершинная поверхность западной структуры расположена в интервале глубин от 1500 до 1750 м и полого наклонена к периферии под углами от 0,5 до 4°. Бровку вершины гайота окаймляет отмерший кольцевой риф. У восточной вершины наиболее приподнят ее восточный край (минимальная глубина 1275 м). Она характеризуется крутыми склонами, и только юго-западный склон с уклонами около 1° плавно переходит в седловину, поверхность которой расположена в интервале глубин от 2000 до 2050 м. Склоны от вершинных плато к седловине осложнены уступами. Особенно отчетливо это выражено на склоне восточной постройки, где имеются три крупные ступени в интервалах 1850–1875, 1700–1750 и 1550–1600 м, разделенных уступами с перепадами высот 75–125 м.

Обе вершинные поверхности осложнены куполовидными и конусовидными холмами высотой 25–75 м. Склоны горного сооружения имеют уклоны от 4 до 25°, и наиболее крутые (более 20°) опоясывают вершинные плато, иногда опускаясь до глубин 2500–3500 м.

Склоны, как и вершинные плато, осложнены многочисленными вулканическими конусами и куполами, грядами, террасовидными поверхностями, ступенями и уступами. Диаметр основания конусов и куполов достигает 3 км, а высота обычно 200, реже 400 м.

Линейные мезоформы представлены ориентированными вдоль склона уступами и в крест него – грядами. Уступы распространены на гайоте повсеместно, в том числе и на вершинных поверхностях, преобладая, однако, в пределах крутых участков склонов. Их протяженность изменяется от первых километров до 20 км и более. Амплитуды уступов изменяются от 25 до 350 м. Гребни развиты по все-

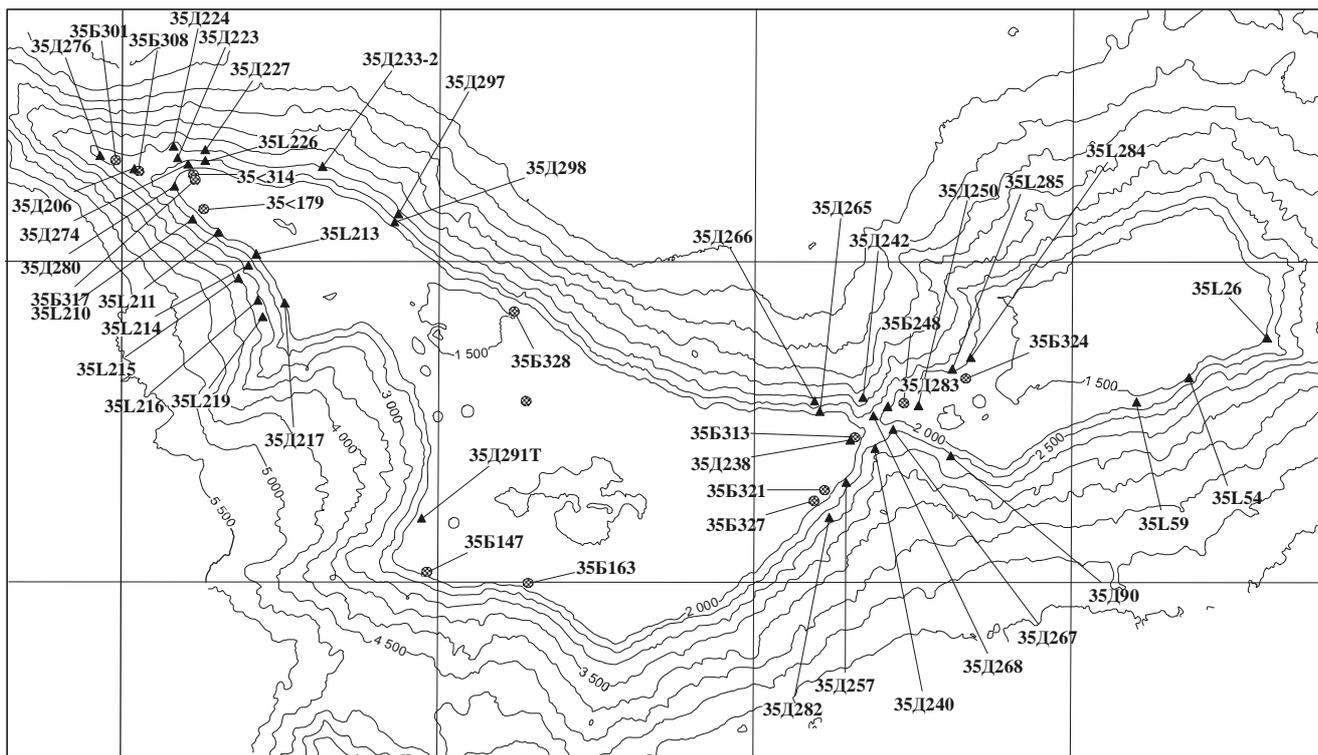


Рис. 2. Рельеф и местонахождение изученных станций на гайоте Федорова.

35Д – станции драгирования, 35Б – станции бурения.

му периметру гайота, особенно на склонах северной экспозиции. Протяженность гребней изменяется от первых до 17 км и в единичных случаях – до 25 км.

Большей частью вершинные плато покрыты карбонатными осадками плиоцен-квартера, мощность которых, по сейсмоакустическим данным, в центральных частях достигает 150 м [5]. На фотопрофилях вершинных поверхностей видно устойчивое развитие песчаных волн (рифели), указывающих на транзитный режим современной седиментации. В то же время, отмечены и участки разгрузки осадочного материала. По указанным причинам большая часть вершинных поверхностей нами отнесена к зоне транзита осадков с элементами аккумуляции.

Краевые части вершинных плато сложены консолидированными породами. На западном массиве они повсеместно представлены апт-альбскими рифогенными известняками, а на восточном преобладают породы вулканического комплекса. Эти периферические участки отнесены к зонам эрозии с элементами транзита осадков.

Поверхности склонов, в целом, имеют денудационное происхождение. На верхних, наиболее об-

наженных участках склонов преобладает эрозия, а в средних и нижних частях склона – транзит и склоновая аккумуляция осадков. В зонах аккумуляции при фотопрофилровании отчетливо видны акваколлювиальные конусы выноса грубообломочного материала.

СТРАТИГРАФИЯ

Значительный объем выполненных биостратиграфических исследований позволил дать палеонтологическую характеристику, определить возраст пород, слагающих осадочный чехол гайота Федорова. Наиболее информативными оказались результаты изучения ископаемого микропланктона (фораминиферы – 38 обр., нанопланктон – 20 обр.), определения же таксономического состава макрофауны (кораллы – 40 обр., малакофауна – 37 обр. и аммониты – 1 обр.) дали, в основном, вспомогательную информацию о возрасте и условиях формирования отложений. Нами в результате проведенного вещественно-биостратиграфического анализа выделено шесть разновозрастных комплексов горных пород: ранне-мелового, апт-туронского, сантон-маастрихтского, позднепалеоцен-эоценового, миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА Нижний отдел (K_1)

В основании разреза на платобазальтах второго океанического слоя залегает комплекс вулканических пород толеит-щелочнобазальтовой ассоциации. В интервале глубин от 1300 до 5500 м преобладают преимущественно толеитовые оливин-плагиоклазовые базальты, плагиобазальты и, в меньшей степени, трахибазальты, анкарамиты, фонолиты, залегающие в виде лавовых потоков небольшой мощности. Оливиновые базальты и плагиобазальты повсеместно слагают средние и нижние части склонов в интервалах глубин от 2900 до 5500 м. Трахибазальты или субщелочные базальты занимают более высокий батиметрический интервал и распространены на глубинах от 1300 до 4200 м. Анкарамиты, океаниты, фонолиты встречаются спорадически в различных частях гайота. Туфы и туффиты в этом возрастном комплексе развиты ограниченно.

Возраст вулканического цоколя рядом авторов оценивается как позднеюрско-раннемеловой [2, 8], что хорошо согласуется с ранне-среднеюрским возрастом плит окружающих котловин [11]. Однако до настоящего времени нет веских доказательств в пользу юрского возраста, и мы датировем вулканический комплекс пород ранним мелом, как это и принято большинством исследователей.

Осадочный разрез сложен комплексами обломочных и биогенных пород нижнего и верхнего мела и кайнозоя (рис. 3).

Верхи нижнего и верхний отделы мела Аптский–туронский ярусы ($K_1a - K_1t$)

Аптом–туроном датируется комплекс пород, основу которого составляют рифогенные, пелагические известняки и вулканокластические турбидиты. Реже встречаются литифицированные глины, алевролиты и песчаники, а также туфы и туффиты.

Среди рифовых известняков выделяются отложения фациальных обстановок кольцевого рифа, аванрифа и лагуны. Эти породы обладают большим текстурно-структурным разнообразием, высокой плотностью и окрашены в желтовато-белые и розовые тона. Ископаемые органические остатки в этих отложениях представлены фрагментами кораллов, мшанками, криноидеями, губками, эхиноидами, малакофауной, крупными бентосными фораминиферами и др. Этот комплекс почти непрерывно опоясывает западную постройку в интервале глубин 1600–2500 м, иногда опускаясь до изобаты 3000 м, а также слагает поверхности бровок, частично вершинное плато и верхние части склонов. На восточной

постройке данный комплекс менее представительен, что, возможно, связано с меньшим числом станций. На западном массиве этот структурный ярус наиболее полно изучен, и для него характерно резкое преобладание органогенно-обломочных пород серии аванрифа (ст. 35Б147, 35Б179, 35Б252, 35Д227-1, 35Д210-Г, 35Д235-А, 35Д238, 35Д265, 35Д269, 35Д283-А и др.). Находки в изученных породах кораллов родов *Placosmilla*, *Montlivaltia* (ст. А) и отдельных видов *Amphiastrea yabei* Eguchi, *Mesomorpha chaetetoidea* Trauth в сочетании с двустворчатыми моллюсками отряда Rudistae (*Biradiolites* sp., *Gyropleura* sp.) и брюхоногими рода *Ovactaeonella* указывают, что эти отложения начали формироваться, по крайней мере, с аптского времени в фотической зоне аванрифа (кораллы родов *Smilotrochus*, *Cepteria*) и в условиях активной гидродинамической среды. В известковистом цементе отмечены планктонные фораминиферы рода *Rotalipora*, расцвет которого в исследуемом районе приурочен к сеноман-туронскому времени позднего мела [12]. Все это и позволяет предполагать апт-туронский возраст вышеуказанных отложений. Мощность рифогенной толщи по аналогии с материалами глубоководного бурения [9] условно оценивается в 200–300 м.

Нанофораминиферовые известняки часто залегают ниже рифогенных известняков, отражая былую вертикальную зональность седиментации и отмечены на ст. 35Д285, 35Д90. Они имеют преимущественно белую и кремовую окраски. Высокая степень диагеза затрудняет выделение из них органических остатков. Однако находки единичных раковин планктонных фораминифер родов *Rotalipora*, *Hedbergella* и *Praeglobotruncana* в этих породах позволяют отнести время их образования к сеноман-турону. В них же, наряду с батигальными бентосными фораминиферами родов *Gavelinella*, *Osangularia* (обр.35Д258-А), отмечены мелководные формы *Astacolus*, *Lenticulina*; редкие обломки кораллов (*Placosmilla* sp.) и моллюсков (*Pseudonerinea* sp. и *Trochactaeon* sp.), которые были вынесены из мелководья рифовой палеоэкосистемы.

Мощность пелагических отложений, согласно результатам глубоководного бурения, может быть такой же, как и у рифогенных известняков [12]. Однако на гайоте Федорова, согласно нашим гипсометрическим построениям, она должна быть меньше.

Толща вулканических турбидитов залегает на эффузивах нижнего мела, включает вулканомиктовые брекчии, песчаники и алевролиты. Палеонтологически не охарактеризована. Выходы этих пород нами опробованы (ст. 35Д242, 35Д219 и 35Д276-2) в интер-

вале глубин 2500–3000 м, хотя сейсмоакустическое профилирование и гидролокация бокового обзора показали их развитие на глубинах от 2000 до 5000 м [2, 5]. Не исключено, что эти отложения сопоставимы с верхней частью турбидитовой толщи (резко обогащенной вулканогенными образованиями), вскрытой скв. 585 DSDP [13] в 60 км к югу от гайота Федорова, и скв. 802 ODP во впадине Сайпан [9]. Имеются данные, что в нижней части склонов гайота Федорова мощность вулканогенно-обломочных пород может достигать 750–800 м [3]. Возраст данной толщи нами принят как **ант-альбский (K_{1a-al})**.

Аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты протягиваются узкими полосами вдоль склонов в интервале глубин от 2700 до 3300 м и подняты на станциях 35Д213, 35Д215, 35Д216, 35Д219. Нами в этой пачке не обнаружены органические остатки, и к данному возрастному интервалу она отнесена условно, по аналогии с подобными породами гайота Батиса, в которых присутствуют фораминиферы альба–сеномана [2, 5].

Туфы и туффиты встречаются на гайоте редко. Высокая степень вторичных изменений не позволяет точно классифицировать эти образования, а отсутствие палеонтологических находок затрудняет определение времени их образования. Однако ранее туффиты были датированы (ст. 35Д26, 35Д54, 35Д59) по наличию в них сеноманских ассоциаций планктонных фораминифер и нанопланктона.

Сантонский – маастрихтский ярусы (K₂ st-m)

Отложения данного возрастного интервала на гайоте Федорова широко представлены известняками, эдафогенными брекчиями, а также туфами и туффитами (рис. 3).

Рифогенные известняки отличаются большим многообразием фациальных разновидностей с выделением пород тех же сервий, что и в апте–сеномане. Наиболее широко распространены каркасные пористые известняки, образованные прикрепленными ископаемыми органическими остатками с известковым скелетом. Такими организмами были кораллы, мшанки, гидроидные полипы, а также известковистые водоросли. В образцах, поднятых драгами 35Д280 и 35Д297, встречено самое большое разнообразие видового состава склерактиний. По внешнему виду они похожи на сервии рифового ядра, так как кораллы и водоросли, обнаруженные в них, взаимно обрастают друг друга, формируя устойчивый каркас.

Органогенно-обломочные известняки состоят в основном из фрагментов колониальных организмов, и в зависимости от размеров их можно подразделить на конгломерато-брекчиевые, детритовые и шламо-

вые. Цельнораковинные известняки состоят преимущественно из целых скелетов бентосных организмов – крупных фораминифер, гастропод и двусторонних. Органогенно-обломочные известняки отмечены на ст. 35Б321, 35Д214, 35Д217-2, 35Д226, 35Д227-1, 35Д258, 35Д299-1 и др. К сервии лагунов, по-видимому, относятся оолитоидные известняки, состоящие из ооидов размером от 0,5 до 1,3 мм, в ядрах которых иногда находятся остатки организмов. Обычно это неопределимые раковины фораминифер, мелкие океанские обломки мшанок, фрагменты раковин моллюсков или спикул губок. Встречены и типично оолитовые известняки, в которых само ядро оолита окружено концентрическими слоями кальцита. Чаще встречаются мелкооолитовые известняки, состоящие из одинаковых по величине и форме оолитов размером от 0,5 до 0,8 мм. Иногда в одном образце чередуются прослой крупно- и мелкооолитовых известняков с участием единичных угнетенных кораллов. Оолитовые известняки подняты на станциях 35Б327, 35Д206-5, 35Д210-1, 35Д211, 35Д213, 35Д223-1 и других. Известняки рифовых фаций широко развиты в пределах бровки, окаймляющей западную постройку гайота, а также отмечены в верхней части северо-западного отрога и на поверхности седловины.

По разным органическим остаткам среди рифогенных известняков можно выделить образцы, датируемые узкими возрастными интервалами: **сантон-ранний кампан, кампан-маастрихт, кампан и маастрихт**. Однако отсутствие визуальных диагностических признаков, позволяющих разделять породы по возрасту, заставляет на данном этапе выделять единую **сантон-маастрихтскую** толщу. В этих породах среди кораллов определены виды *Thamnasteria hiraigaensis* Eguchi, *Thamnasteria* sp., *Diplogyra lamellosa* Eguchi, *Stylopsammia judaica* Hagenov, *Astrelia palmata* Siemiradzki, *Parasmila elliptica* (Edwards et Haim) (кампан–маастрихт) и таксоны с большим возрастным диапазоном – *Isastrea* sp., *Synhelia sharpeana* (Edwards et Haime) *Actinastraea* sp., *Parasmilia* sp., *Antiguastraea* sp., *Cunolites* sp., *Cycloseris* sp. и др. (сантон–маастрихт). Присутствие раковин моллюсков из отряда Rudistae *Biradiolites* ex gr. *heberti* Toucas, гастропод *Anisomyon cassidarius* (Yokoyama) и *Pseudogaleodea* sp. указывает на сантон-кампанский возраст вмещающих их пород. Наличие же гастропод *Graphidula* cf. *culbertsoni* (Meek et Hayden) и *Rostellaria* sp. свидетельствует о наличии осадочных пород позднекампанского–маастрихтского времени. В цементе рифогенных пород идентифицированы планктонные фораминиферы с участием кампан-маастрихтских *Schackoina multispinata* (Cushman et Wickenden), *Globotruncana contusa*

(Cushman), маастрихтского вида *Abathomphalus mayararoensis* (Bolli) и бентосные формы с участием *Patellina* sp., *Gavelinella* sp.

Нанофораминиферовые известняки этого же возраста представлены двумя разновидностями: первые – слоистые, кремового цвета, интенсивно фосфатизированные (среднее содержание P_2O_5 – 25 %); вторые имеют облик писчего мела, однородные, хрупкие, пачкающие пальцы, белого цвета, фосфатизированные в меньшей степени (среднее содержание P_2O_5 – 13.5 %). Ранее они разделялись на сеноман-сантонские и кампан-маастрихтские [5]. Наши биостратиграфические исследования показали, что данные разновидности отражают фациальные, а не возрастные различия. Сантон-маастрихтские нанофораминиферовые известняки развиты по всему периметру гайота в интервале глубин от 1800 до 2700 м в виде лентовидных тел, причем наиболее крупные тела до 10 км отмечены к западу от вершинного плато западного массива, на северо-западном отроге и в седловине.

Известняки опробованы скважинами 35Б301, 35Б313, 35Б317 и драгами 35Д227-1, 35Д263, 35Д274, 35Д283. Наиболее обильный **кампанский** комплекс планктонных фораминифер, включающий *Globotruncana arca* (Cushman), *G. stuarti* (Lapparent), *G. linneiana* (Orbigny), *G. plummerae* Gandolfi, *Rosita fornicata* (Plummer), *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina), *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg) и другие виды, обнаружен в керне скважины 35Б301. Нанопланктон, содержащийся в этих известняках, включает виды *Biantolithus sprasus* Bramlette et Martini, *Biscutum constans* (Gorka) Black, *Cruciplacolites* sp., *Cyclagelosphaera* sp., *Markalius inversus* (Stover), что указывает на их формирование в конце позднего мела.

Сантон-маастрихтским временем датируются и эдафогенные фосфатизированные брекчии с нанофораминиферовым цементом, пространственно связанные с известняками и имеющие с ними фациальные переходы. Наиболее крупные тела брекчий развиты на северо-западном склоне восточной постройки и северном склоне западного массива, а также на базисной поверхности седловины. Образцы этих пород подняты на ст. 35Б248, 35Д206-4, 35Д224, 35Д240-1, 35Д270. Состав обломков преимущественно вулканический. В цементе брекчий определены планктонные фораминиферы *Rugoglobigerina pilula* Belford, представители родов *Globotruncana*, *Gansserina* и *Dicarinella* (плохая сохранность); нанопланктон – *Biscutum constans* (Gorka) Black, *Arkhangelskiella* sp., *Zugodiscus* sp., *Watznaueria*

barnesae (Black) Perch-Nielsen. Среди обломков определены фрагменты кораллов *Synhelia* и двустворчатых моллюсков семейства Limidae. Уникальная находка сделана в образце со станции 35Д206-4, где в карбонатном цементе базального типа, скрепляющем выветрелые обломки миндалекаменных базальтов, обнаружены шесть мелких (менее 2 см в диаметре) раковин аммонитов. Три из них относятся к *Zelandites* cf. *varuna* (Forbes) var. *japonica* Matsumoto, а три другие – к *Saghalinites* sp., что в целом позволяет считать возраст образца **позднекампанским–ранне-маастрихтским** [4].

Среди вулканокластического материала в известковом цементе туффов со станции 35Д291Т найдены единичные раковинки вида *Abathomphalus mayararoensis*, что позволяет датировать породу **маастрихтским** веком.

Мощность верхнемеловых отложений в скважинах глубоководного бурения в прилегающих районах составляет от 70 до 140 м [9].

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновая система

Верхний палеоцен–эоцен (P_1^2 – P_2)

Отложения позднемиоценового–эоценового возраста широко развиты в пределах северо-западной тропической зоны Тихого океана и почти повсеместно представлены пелагическими известняками и эдафогенными брекчиями. Однако возраст нижней границы этих пород сильно варьирует. На гайоте Батиса (поднятие Маркус-Уэйк) они датированы ранним эоценом, на соседнем с ним гайоте Южный – средним эоценом, а на гайоте Федорова – ранним–средним эоценом [5]. Проведенные нами исследования позволяют существенно расширить временной интервал накопления данных отложений. Кроме того, среди пород этого возраста нами обнаружены известняки рифовой фации, что указывает на формирование толщи в это время в существенно более мелководных условиях по сравнению с другими гайотами. Широкое участие вулканокластического материала (особенно в раннем и среднем эоцене) может указывать на очередную вспышку вулканической активности.

Планктоногенные грязно-белые фосфатизированные известняки слабо литифицированы. Они комковатые, влажные, пластичные и прилипают к рукам. Содержание P_2O_5 нередко достигает 30 %, в среднем около 27 % [5]. Известняки распространены по периметру гайота в виде локальных тел в интервале глубин 1500–2700 м. Наиболее обширные площади они

покрывают на западных и северо-восточных склонах, а также на вершинных поверхностях гайота.

Среди нанофораминиферовых известняков выделены отложения различного возрастного диапазона. Так, в керне скважины 35Б163 они уверенно датируются поздним палеоценом по планктонным фораминиферам с участием показательных видов этого возраста: *Morozovella velascoensis* (Subbotina), *M. marginodentata* (Subbotina), *Acarinina primitiva* (Finlay), *A. mckannai* (White), *A. praecursoria* Морозова, *Subbotina triloculinoidea* (Plummer) и др. Известковый нанопланктон включает следующие виды: *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, *Discoaster megastypus* Bramlette et Sullivan, *D. mohleri* Bukry et Percival, *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, *Cruciplacolithus* sp., *Toweius* sp. и указывает на позднепалеоценовый возраст породы.

Образцы известняков со станций 35Б308, 35Б328, 35Д266-1 датированы **поздним палеоценом–ранним эоценом** на основе анализа нанопланктона, среди которого отмечены *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *D. mohleri* Bukry et Dullivan, *D. nobilis* Martini, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel), *Markalius inversus* Bramlette et Martini, *Biantolithus sparsus* Bramlette et Martini, *Pseudotriquetrorhadulus inversus* Bukry, Bramlette et Martini и другие виды.

Известняки **раннего эоцена** опробованы на станциях 35Д211-1, 35Д217, 35Д284 и др. Их возраст установлен по комплексу планктонных фораминифер с участием видов *Morozovella caucasica* (Glaessner), *M. marginodentata* (Subbotina), *M. formosa formosa* (Bolli), *M. subbotinae* Морозова, *Acarinina intermedia* Subbotina, *A. soldadoensis* (Bronniman), *A. pseudotopilensis* Subbotina, *A. triplex* Subbotina, *A. mckannai* (White). В некоторых образцах отмечены мелкие обломки кораллов *Acropora* sp.

Породы **раннего–среднего эоцена** подняты на станциях 35Д210-1, 35Д217-2, 35Д298 и целом ряде станций, выполненных в ходе предшествующих работ [5]. В них установлены комплексы планктонных фораминифер с участием *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *A. pentacamerata* Subbotina, *A. pseudotopilensis* Subbotina, *Morozovella subbotina* (Morozova), *M. aragonensis* Nuttall, и нанопланктона – *Chiasmolithus solitus* (Bramlette et Sullivan), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. formosus* (Kamptner), *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *D. megastypus*, *D. deflandrei* Bramlette et Riedel, *D. kuepperi* (Stradner), *D. lodoensis* Bramlette et Riedel, *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, *Markalius inversus* (Stover), что и позволяет их отнести к указанному возрасту.

Среднеэоценовые ассоциации планктонных фораминифер выделены в известняках со станций

35Д210-1, 35Д226-1, 35Д274 и содержат виды *Globigerina lozanoi* Colomi, *Globigerapsis index* (Finlay), *Acarinina primitiva* (Finlay), *A. pentacamerata* (Subbotina), *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Truncarotaloidex rohri* Bronnimann et Bermudez. Реже встречаются *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Acarinina triplex* Subbotina, *A. rugosoaculeata* Subbotina, *Morozovella aragonensis* (Nuttall). Нанопланктон этого же возраста (ст. 35Д214) представлен *Chiasmolithus solitus* (Bramlette et Sullivan), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. formosus* (Kamptner), *Discoaster bisectus* (Hay, Mohler et Wade), *D. adamanteus* Bramlette et Wilcoxon, *D. barbadiensis* Tan, *D. deflandrei* Bramlette et Riedel, *D. kuepperi* (Stradner), *D. lodoensis* Bramlette et Riedel, *Reticulofenestra reticulata* (Gartner et Smith), *R. hillae* Bucry et Percival и *Thoracosphaera operculata* Bramlette et Martini. На станции 35Д274 встречены также единичные раковины бентосных фораминифер – *Nuttallides* sp., *Nodosaria* sp., что указывает на глубоководные условия формирования известняков.

Мелоподобные известняки со станций 35Д257 и 35Д298-1 характеризуются присутствием видов планктонных фораминифер *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez), *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Globigerina linaperta* Finlay, *G. eocena* Guembel, что позволяет их датировать второй половиной среднего и началом позднего эоцена.

Все вышеуказанные известняки по внешнему виду очень сходны, хотя содержат разновозрастные микрофоссилии, и поэтому возрастной диапазон образования этих пород отнесен к позднему палеоцену–эоцену. Мощность известняков, по аналогии с данным глубоководного бурения, можно оценить интервалом от 100 до 150 м [9].

Фосфатизированные эдафогенные брекчии пространственно и фациально связаны с вышеуказанными известняками. В отличие от подобных отложений сантон-маастрихтского возраста они более разнообразны по составу обломочной части, среди которой помимо вулканитов часто присутствуют фрагменты известняков и железо-марганцевых корок. Поля брекчий тянутся вдоль верхней части склонов гайота и наиболее развиты на восточной постройке, где преобладают над разновозрастными известняками. В меньшем количестве брекчии отмечены в седловине и на склонах западной постройке. Несмотря на плохую сохранность фоссилий, на ряде станций были выделены образцы брекчий узкого возрастного интервала. Так, образцы брекчий с планктонными фораминиферами на станциях 35Д206-5 и 35Д267 отнесены к **раннему эоцену**, а на станции 35Д298 – к **среднему–**

позднему эоцену. Мощность брекчий приблизительно та же, что и для одновозрастных известняков [9].

Рифогенные известняки подняты с западного склона западной постройки, в пределах верхней части северо-западного отрога и в седловине на станциях 35Б314, 35Д223-1, 35Д233-2, 35Д250. В них определены кораллы *Moltkia minima* Nierlsen, *Caryophyllina jasmundi* Wanner, *Graphularia quadrata* Wanner, гидроидный полип *Hydractinia*, встречены фрагменты раковин брюхоногих моллюсков, близких родам *Pseudomesalia*, *Tylostoma*, а также многочисленные неопределимые фрагменты раковин двустворчатых моллюсков. Находки макрофауны позволяют датировать их как палеоцен–эоцен. Однако в цементе отмечены **позднепалеоценовые** планктонные фораминиферы *Subbotina trilocolinoides* (Plummer), *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella conicotruncata* (Subbotina), *M. aequa* (Cushman et Renz), *Morozovella* sp. cf. *M. subbotinae* (Morozova), *Acarinina mckannai* (White), и на этом основании мы полагаем, что образование рифогенных известняков происходило в раннем палеоцене.

Туфы и туффиты, входящие в состав верхнепалеоцен-эоценового комплекса пород, вскрыты двумя скважинами. Так, в керне скв. 35Б300-1, пробуренной в осевой зоне северо-западного отрога западной постройки, в карбонатном цементе туффитов обнаружены раковины планктонных фораминифер *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. intermedia* Subbotina, указывающих на раннеэоценовый возраст этих образований. В керне скв. 35Б324, заложенной на восточной постройке исследуемого гайота, в отмывке фосфатизированного туффита было обнаружено большое количество рудного материала, а также редкие планктонные фораминиферы удовлетворительной сохранности *Globigerina lozanoi* Colom, *G. eoacaena* Guembel, *G. senni* (Beckman), *Acarinina topilensis* Cushman, *Morozovella* cf. *M. spinulosa* (Cushman), что позволяет датировать отложения средним эоценом. В стратиграфической колонке мы показываем толщу вулканокластов единой и относим к ранне-среднеэоценового возрасту (рис. 3), хотя она могла формироваться эпизодически в периоды вулканической активности.

Неогеновая система Миоцен (N_1)

Ранее отложения миоцена достоверно были известны только на гайоте Альба (рис. 1), где они были представлены щелочными базальтоидами, туфами, туффитами и пелагическими известняками [2, 5]. В ходе проведения работ на гайоте Федорова нами были подняты породы тех же разновидностей, что и на Альбе, но в меньшем объеме.

Небольшие поля отложений миоценового возраста отмечены на южных склонах седловины, северных склонах западной постройки и в привершинной части юго-западного отрога. В известняках, драгированных на станциях 35Д282, 35Д282-1, 35Д291Т, 35Д298-1 определены планктонные фораминиферы *Sphaeroidinellopsis subdehichiscens* (Blow), *Sph. seminulina* (Schwager), *Globoquadrina altispira* (Cushman et Jarvis), *Globorotalia plesiotumida* (Blow et Banner), *Orbulina suturalis* (Bron.), *Globigerina woodi* Jenkins, *Gs. secculifer* (Brady), *Gs. conglobatus* (Brady) и многие другие. Такой комплекс характерен для позднего миоцена. Встреченные в образце со ст. 35Д298-1 виды *Globigerina nepenthes* Todd, *Globorotalia inflata* Orbigny, *Gl. multicamerata* Cushman et Jarvis свидетельствуют, что формирование этих пород локально продолжалось и в раннем плиоцене. В известняках также встречены фрагменты раннемиоценовых двустворчатых моллюсков *Thyasira disjuncta* (Gabb). Среди бентосных фораминифер определены *Favocassidulina* sp., *Ehrenbergina* sp., *Cibicides refulgens* Montfort, *Cassidulina subacuta* (Gudina), что указывает на глубоководные условия формирования.

Туффит с прослоями карбоната со ст. 35Д288 содержит комплекс нанопланктона миоценового возраста.

По совокупности имеющихся палеонтологических данных вышеописанные отложения мы относим к миоцену.

Мощность миоценовых осадков в районах, близких к гайоте Федорова, по скважинам глубоководного бурения, варьирует от 10 до 110 м, и осадки представлены обычно нанофораминиферовыми илами. В нашем случае, мощность миоценовых известняков невелика и составляет 10–15 м.

Неогеновая и четвертичная системы Плиоцен–плейстоцен (N_2 – P_s)

Большую часть вершинного плато и поверхность ступеней исследуемого гайота покрывают плиоцен-четвертичные нелитифицированные осадки. Они сложены раковинами планктонных фораминифер, нанопланктоном с примесью глинистого материала (преобладает гидрослюды). Вершинные плато, как правило, покрывают карбонатные осадки, а ступени средней части склонов – глинисто-карбонатные и ниже 3500 м уже встречаются карбонатно-глинистые осадки. Возраст плиоценовых отложений (ст. 35Д 227-1) определяется по участию видов *Globigerinoides fistulosus* (Schubert), *Globorotalia multicamerata* Cushman et Jarvis, *Gl. humerosa* (Takayanagi et Saito) и др. Плейстоценовый возраст (обычно это примазки ила к драгам) фиксируется по

участию вида-индекса плейстоцена *Globorotalia truncatulinoides* (Orbigny) с многочисленными видами тропического комплекса. Максимальная мощность отложений, по данным сейсмоакустических исследований, достигает в центральной части западного плато 150 м [5].

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ состава и палеонтологического материала осадочных пород позволил установить ряд стратиграфических уровней, отражающих этапы геологического развития гайота Федорова.

1. Начальный этап формирования горы Федорова, как и всех вулканических структур Магеллановых гор, соответствует границе юры и мела, когда возникла вулкано-тектоническая постройка высотой около 3500 м. Внутриплитовый магматизм в это время отличался существенным преобладанием субщелочных оливиновых базальтов и щелочных пород (гавайский тип). В апт-альбское время в результате абразионной деятельности происходит разрушение верхней части горы и начинает формироваться атолл, причем наиболее интенсивно на западном массиве. По краям вершинных плато нарастают коралловые рифы, а на склонах гайота накапливаются турбидиты, карбонатные толщи и эдафогенные брекчии. Среди рифостроящих организмов данного времени характерно активное развитие рудистой малакофауны.

2. В позднем альбе?–раннем сеномане морфоструктура Федорова из состояния горы-атолла переходит в стадию развития гайота, в связи начавшейся трансгрессией. Развитие сеноман-туронской трансгрессии фиксируется во многих местах северо-западной части Тихого океана [13]. Проведенный нами анализ позволил уточнить время начала трансгрессии (ранний сеноман), так как на гайоте Федорова в это время уже накапливались пелагические известняки. В них же нами обнаружен верхнебатиальный комплекс бентосных фораминифер, что хорошо согласуется с выводом П. Вейла и др. [14] о подъеме в это время уровня моря на 350 м выше современного. Находки макрофауны сантон-раннекомпанского возраста указывают на появление в это время локальных мелководных зон, что, возможно, было связано с эруптивной деятельностью или нисходящими тектоническими движениями.

3. Следы позднекампан-маастрихтской трансгрессии на гайоте Федорова фиксируются широким спектром осадочных пород, содержащих органические остатки этого возраста. Преобладают эдафогенные брекчии, и меньше, по сравнению с сеноманом, представлены пелагические известняки. Среди

ископаемых организмов доминируют микрофоссилии известкового планктона, указывая на батиальные условия седиментации. Вместе с тем, находки маастрихтской макрофауны и мелководных бентосных фораминифер указывают на существование фотических условий в это время. Маастрихтская трансгрессия часто связывается с активизацией внутриплитного вулканизма за счет увеличения скоростей спрединга в зоне срединно-океанических хребтов [3]. Возможно, эти процессы нашли свое отражение в активизации вулкано-тектонических процессов, что и привело к появлению мелководных банок на исследуемом гайоте.

4. В позднепалеоцен-эоценовое время гайот Федорова существует в условиях унаследованного трансгрессивного развития. Над ним устойчиво формируется зона пелагической седиментации. Характерной особенностью пород данного возраста является их фосфатизация. Встреченные здесь комплексы бентосных фораминифер указывают, что осадконакопление происходило на значительно больших глубинах по сравнению с мелом. Среди поднятых пород не встречены образцы олигоценного возраста. Возможно, их отсутствие обусловлено размывом придонными течениями, активизация которых была вызвана ростом Антарктического ледникового щита и возникновением психросферы в океане.

В позднем кайнозое гайот Федорова представлял собой зону периодической аккумуляции, где накапливались глинистые и карбонатно-глинистые осадки и транзитом перемещались к подножию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. И.Н. Говоров, Г.Н. Батурич. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
4. Захаров Ю.Д., Мельников М.Е., Худик В.Д., Пунина Т.А., Плетнев С.П., Смышляева О.П. Новая находка позднемиловых аммоноидей (Cephalopoda) в осадках дна океанов // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 51–57.
5. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфатной минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 12, № 5. С. 4–20.
6. Сваричевский А.С. Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 21–32.
7. Dietz R.S. Marine geology of northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901 // Geol. Soc.

- Amer. Bull. 1954. V. 65, N 1. Pt. 1. P. 1199–1224.
8. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project V. 20 /Ed. Heezen B.C., MacGregori I.D. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 1973. 958 p.
 9. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project V. 89 / Ed. Moberly R., Schlanger S.O. et al. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 1986. 874 p.
 10. Koppers A.A.P., Staudigel H., Willbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.
 11. Lancelot Y., Larson R.T. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1990, TX, V. 129. 488 p.
 12. Premoli Silva I., Sliter W.W. Late Aptian and Cenomanian-Turonian planktonic foraminifera from site 585 DSDP, Leg 89, East Mariana Basin // Init. Rep.DSDP, 1985. V. 89. P. 297–309.
 13. Sliter W.W. Cretaceous redeposited benthic foraminifers from site 585 DSDP in the East Mariana Basin, Western Equatorial Pacific and implications for the Geologic History of the region // Init. Rep. DSDP, 1985. V. 89. P. 83–97.
 14. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Global Cycles of Relative Changes of Sea level // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1978. V. 26. P. 83–97.

Поступила в редакцию 1 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

M.E. Melnikov, S.P. Pletnev, I.A. Basov, T.A. Punina, I.A. Pulyaeva, T.E. Sedysheva, V.D. Khudik, T.N. Khulapova, Yu.D. Zakharov

New geological and paleontological data on Fedorov Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

Expedition investigations carried out by the “Yuzhmorgeologiya” in 2001-2004 in the Pacific Ocean on board R/V “Gelendzhik” resulted in new materials that made it possible to reveal the features of the morphological structure of Fedorov Guyot and to elucidate the matter and paleontological character of the structural-formational rock complexes of the Early Cretaceous through the Pleistocene. The analysis of macro- and microfauna in sedimentary rocks allowed us to distinguish the “transgressive” phases in the development of the guyot: Cenomanian-Turonian, Late Campanian-Maastrichtian, Late Paleocene-Middle Eocene, and Late Cenozoic. findings of Paleogene malacofauna and corals in association with planktonic foraminifers allow a conclusion about the existence of relatively shallow-water conditions in the Fedorov Guyot area in the Early Paleocene.

Key words: Magellan Seamounts, Pacific Ocean, guyots, foraminifers, nannoplankton, corals, malacofauna, Cretaceous, Cenozoic.

**РОЛЬ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ТЭЙЛОРА-ХОГГА В ФОРМИРОВАНИИ
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ПО ПЕРИФЕРИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО
ОКЕАНА**

Е.В. Михайлик, А.И. Ханчук, Л.Б. Хершберг

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

Результаты геологического изучения абиссальных участков по периферии Магеллановых гор показали, что кобальтбогатые железомарганцевые конкреции (Со-ЖМК) образуют высокопродуктивные залежи (с весовой плотностью 20 кг/м² и выше), приуроченные к северным участкам зоны сочленения нижних склонов горных сооружений с поверхностью межгорной равнины, а также межгорным впадинам северо-восточного простирания и, кроме того, к невысоким (300–500 м) холмам абиссальных котловин на глубинах 5200–5900 м. На основе современных представлений геофизической гидродинамики приведены факты, свидетельствующие о формировании данного типа руд вследствие деятельности в глубоководной части горных сооружений и над абиссальными холмами топографических вихрей (ТВ) Тэйлора-Хогга. Эти данные по локализации конкреционных залежей могут быть востребованы как критерии эволюции ТВ у пьедесталов подводных гор и над абиссальными холмами.

Ключевые слова: кобальтбогатые ЖМК, рудные залежи, топографические вихри Тэйлора-Хогга, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Регион кобальтбогатых железомарганцевых конкреций (Со-ЖМК), приуроченных к скоплению подводных гор в северо-западной части Тихого океана, впервые был выделен Д. Меро [8].

Изучение Fe-Mn оруденения в этом регионе методом полигонов показало, что привершинные участки гайотов покрыты корками, а конкреции распространены в меньшем количестве и залегают, главным образом, в западинах рельефа. Формирование их происходит в условиях активной динамики придонных вод. Вниз по склону рудные поля корок постепенно сменяются залежами конкреций низкой продуктивности (до 5 кг/м²). Причем эти конкреции резко отличаются по соотношению ядро:оболочка (10:1 и более) от конкреций как с привершинных участков гайотов, так и рудных полей абиссали океанов (1:3–5). Глубже 3500–4000 м конкреции встречены не были [4].

С целью наращивания ресурсов руд Со, Mn и др. металлов ВНИИОкеангеологией (1986–1988 гг.) и ПГО “Дальморгеология” (1988–1996 гг.) стали изучаться Магеллановы горы как главный заявочный объект России в международном районе морского дна. Исследования проводились методом геологической съемки. Основной объем работ был сконцентрирован на изучении коркового оруденения, меньшая доля пришлось на абиссальную часть, где были вы-

явлены высокопродуктивные залежи Со-ЖМК. Механизм формирования этих залежей не установлен, и статья посвящена этому вопросу.

РУДНЫЕ ЗАЛЕЖИ

В основу работы положены материалы, полученные в 6, 8 и 9 рейсах нис “Морской геолог” в 1987–1989 гг. на полигоне I, расположенном в центре Магеллановых гор. На этом участке поднятие разделяет Марианскую котловину на две самостоятельные впадины – Минамитори на севере и Сайпан на юге.

Впадина Минамитори ограничена с севера горами Маркус-Уэйк, в ее пределах широко развиты холмы, непротяженные желоба и межгорные депрессии. Основной фон глубин впадины 5500–6000 м.

Впадина Сайпан занимает всю южную часть Восточно-Марианской котловины и представляет собой сложную систему депрессий, оконтуриваемых изобатой 6000 м. Дно впадины – волнистая равнина с отдельными холмами и гребневидными возвышенностями с относительной высотой до 300–500 м.

Положение залежей Со-ЖМК продуктивностью 20 кг/м² и выше приведено на рис. 1. Они локализованы по периферии северных участков гайотов, а также в межгорных депрессиях простирания и на холмах абиссальных котловин на глубинах 5200 – 5900 м.

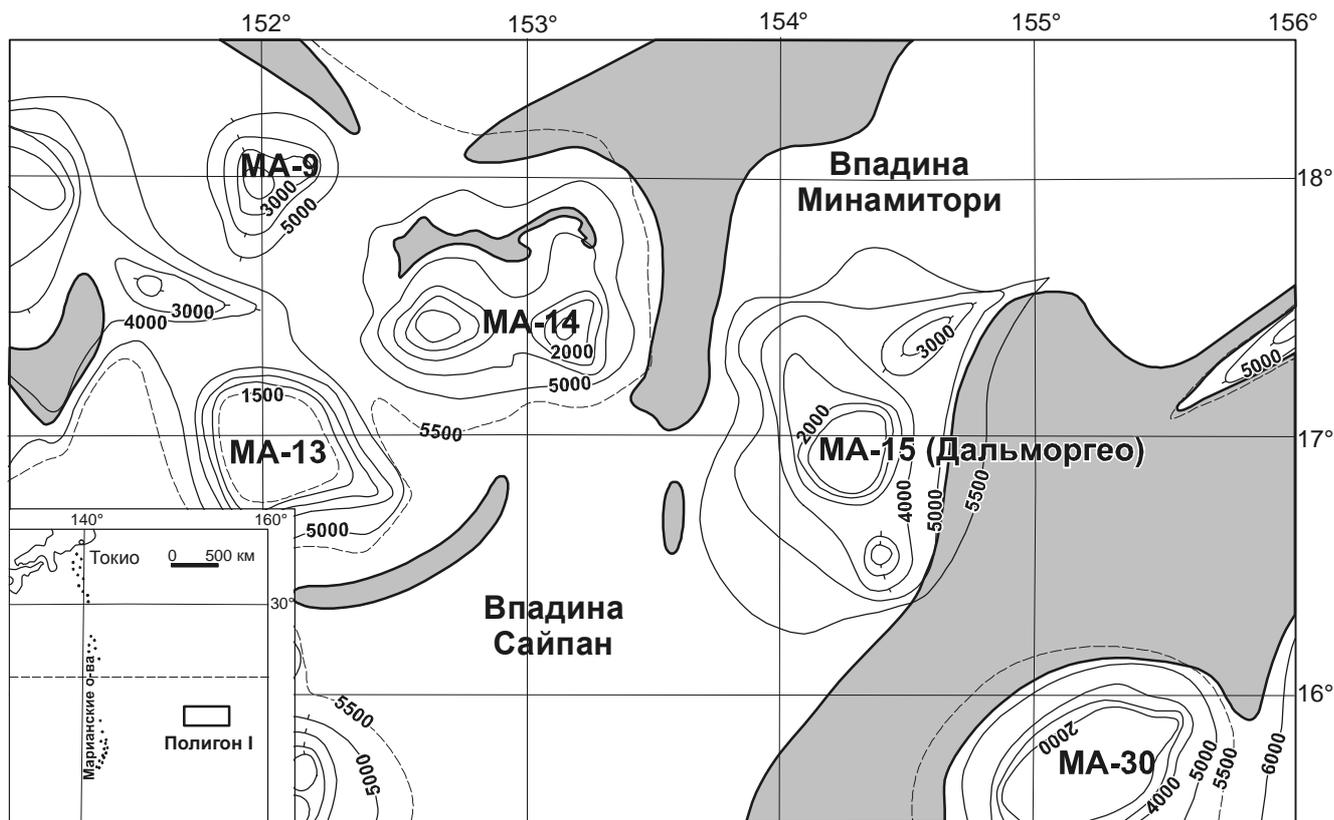


Рис. 1. Контуры залежей Co -ЖМК продуктивностью 20 кг/м^2 и более (серая заливка) на полигоне I Магеллановых гор.

Конкреции практически отсутствуют на участках абиссали с ровным рельефом дна и повышенной мощностью рыхлых отложений и на межгорных линейных депрессиях СЗ простирания, а также на глубинах более 5900 м.

Вмещающими породами конкреций являются глинистые илы и красные глубоководные глины. Анализ гранулометрического состава осадков свидетельствует об общей направленности уменьшения их размеров с глубиной. Однако при переходе к абиссали на фоне ровных значений средневзвешенных диаметров происходит резкое увеличение их размеров в самых глубоководных участках полигона, что, вероятно, отражает наличие придонных течений (рис. 2).

Площадная концентрация конкреций обычно составляет 45–75%, а на некоторых участках холмов и периферии гайотов достигает 100% (конкреционные мостовые). Средняя весовая плотность залежей составляет 26.5 кг/м^2 , а конкреционных мостовых достигает 85 кг/м^2 .

Конкреции преимущественно сфероидальные. Размеры их варьируют от 0.5 до 12 см, но преобладают фракции 2–6 см. Отношение диаметра ядра к диаметру оболочки в них 1:10 и более. Ядра пред-

ставлены уплотненным глинистым веществом. Основными рудными минералами являются вернадит и асболан-бузерит, а аксессуарными – кварц (повышен-

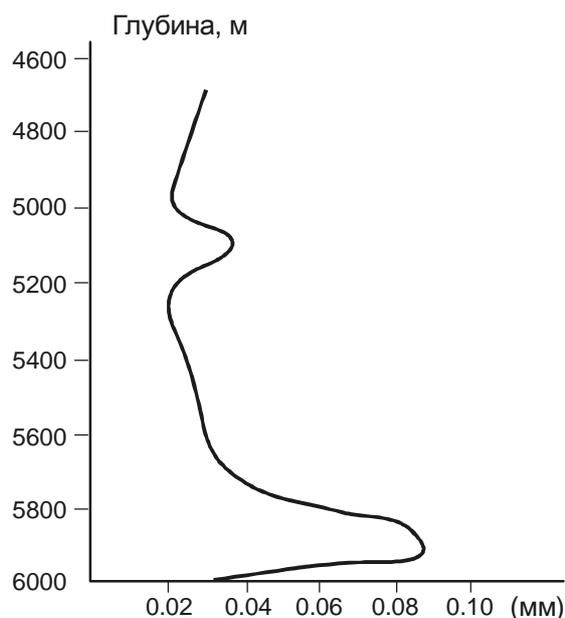


Рис. 2. Распределение средневзвешенных диаметров осадков на полигоне I.

Таблица. Химический состав *Со*-ЖМК (181 проба) полигона I и конкреций с подножий хребтов Уэйк–Неккер и Лайн (Карин), а также кобальт-марганцевых корок (КМК) гайотов Магеллановых гор.

Элементы	Полигон I (среднее)	макс.	мин.	Уэйк-Неккер	Карин	КМК
Ti	1,190	1,74	0,75	0,964	1,14	0,92
Mn	17,35	23,40	7,35	16,39	13,5	19,28
Fe	16,84	22,12	10,85	13,32	13,0	14,0
Co	0,431	0,68	0,14	0,376	0,29	0,54
Ni	0,372	0,69	0,23	0,360	0,26	0,41
Cu	0,210	0,53	0,06	0,155	0,18	0,09
Zn	0,057	0,088	0,028	0,057	0,047	0,051
Pb	0,088	0,150	0,036		0,097	0,120

ное содержание во внешнем слое), филлипсит, смектит и, крайне редко, апатит.

Химический состав *Со*-ЖМК (таблица) показал, что концентрации *Со*, *Ni* и *Сu* в изученных образцах являются максимальными по сравнению с конкрециями подводных хребтов Уэйк-Неккер [1, 7] и Лайн (хр. Карин) [10], а содержание кобальта значительно выше, чем в конкрециях провинции Кларион-Клиппертон (0.18–0.23 %) [1]. Количество микроэлементов в рудных образованиях, в первую очередь кобальта, подчиняется закономерности, выявленной Ф. Манхэймом и К. Лан-Боствиком [11], и связано с удаленностью от Восточно-Тихоокеанского поднятия – основного поставщика эндогенных металлов.

Сходная картина в распространении залежей абиссальных *Со*-ЖМК установлена в межгорных впадинах поднятия Маркус-Уэйк [3]. Картирование показало наличие обширных безрудных зон, приуроченных к пологим участкам, а на слабонаклоненных, а также по периферии гайотов Арнольд, Скриппс, Лэдд и др., оконтурены высокопродуктивные залежи *Со*-ЖМК, в пределах которых весовая плотность не ниже 30–35 кг/м², возрастающая на отдельных участках до 150 кг/м².

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Причину формирования залежей *Со*-ЖМК на полигоне I мы объясняем деятельностью топографических вихрей (ТВ) Тэйлора-Хогга. Образование рудных корок на привершинных участках гайотов благодаря ТВ приведено в [9]. Деятельность ТВ над холмами в глубоководной части океана несколько отличается от таковой над гайотами, в частности: отсутствием нисходящих течений, формированию которых препятствует близкорасположенное дно, а также невысокой скоростью вдольсклоновых течений [6]. Эти данные находятся в соответствии с результатами исследова-

ний, проведенными на полигоне I, где высокие концентрации *Со*-ЖМК установлены на склонах абиссальных холмов, покрытых маломощным чехлом осадков. На данном батиметрическом уровне зафиксировано увеличение гранулометрического размера осадков, что объясняется действием придонных течений. Кроме того, гидрологические исследования над абиссальным холмом, находящимся за рамками изученного полигона, на склонах которого установлены конкреционные руды с наибольшей весовой плотностью, показали повышение температуры на 0.06°C в слое 1000–950 м от дна, затем прослеживается однородный по температуре слой (50 м – дно). Этот факт свидетельствует в пользу деятельности ТВ над данным холмом.

Кроме того, анализ результатов исследования ЖМК Центральной, Южной и Восточной котловин Тихого океана, а также рудной провинции Кларион-Клиппертон [4, 5] показал, что залежи конкреций с высокими значениями продуктивности приурочены к участкам с мелкохолмистым рельефом дна, причем максимальные значения определены для вершин и склонов холмов.

Приуроченность рудных залежей *Со*-ЖМК полигона I к северным участкам зоны сочленения нижних склонов горных сооружений с поверхностью межгорной равнины, а также межгорным впадинам СВ простирания (рис. 1) хорошо согласуется с теоретическими расчетами обтекания одиночных и двойных цилиндрических возмущений рельефа дна в гиперболически стратифицированном океане восточным потоком в северном полушарии (рис. 3) [6]. На этих рисунках видно, что поля *Со*-ЖМК с весовой плотностью 20 кг/м² и более пространственно совпадают с теоретически рассчитанными участками интенсификации придонных течений. А течения, как известно [2], являются одним из важнейших условий Fe-Mn рудонакопления в океане.

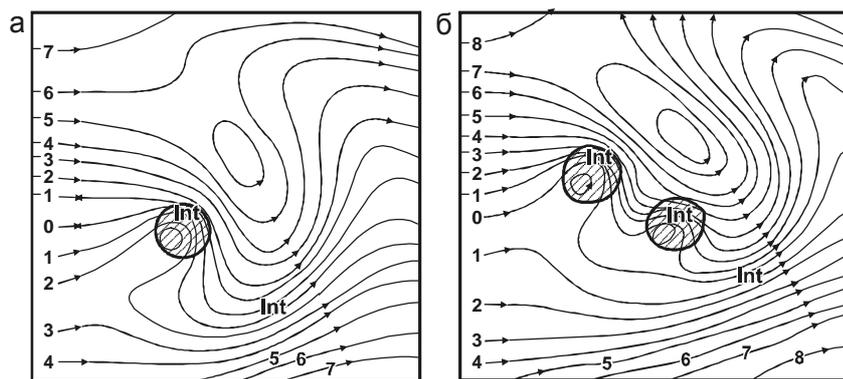


Рис. 3. Обтекание одиночных (а) и двойных (б) цилиндрических возмущений рельефа дна (заштриховано) в гиперболически стратифицированном океане восточным потоком в северном полушарии (int – зоны интенсификации течений) [6].

Изложенные факты свидетельствуют о ведущей роли ТВ Тэйлора-Хогга в формировании залежей Со-ЖМК на абиссальных холмах, северных участках периферии гайотов и в межгорных депрессиях СВ простирания.

Залежи Со-ЖМК, подобные исследованным на полигоне I, могут быть обнаружены на флангах горной цепи, следовательно, ресурсы руд кобальта, марганца и других металлов главного заявочного объекта России в Тихом океане – Магеллановых гор – значительно возрастут.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Мировой океан: геология, геодинамика, физика, биология” (грант 05-1-П14-060) и Министерства промышленности, науки и технологий РФ (договор 634/2005-ДВГИ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
2. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
3. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.

4. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 301 с.
5. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 342 с.
6. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М.: ИВП РАН, 1995. 239 с.
7. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Ред. С.Н. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
8. Мери Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
9. Михайлик Е.В., Ханчук А.И. Роль топографических вихрей Тэйлора-Хогга в формировании кобальто-марганцевых корок гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 2. С. 234–236.
10. Hein J.R., Gramm-Osipov L.M., Gibbs A.E. et al. Description and composition of Fe-Mn crusts, rocks, and sediments collected on Karin Ridge, R.V. Aleksandr Vinogradov cruise 91-AV-19/2 / Eds.: Hein J.R., Bychkov A.S., Gibbs A.E. Data and Results from RV “Aleksandr Vinogradov” Cruises 91-AV-19 // US Geological Survey Open File Report 94-230, 1994. P. 39–86.
11. Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M. Chemical composition of Fe-Mn crusts in the World Ocean: a review and comprehensive data base / Co-rich manganese crust // Tokai Univer. Press., 1990. P. 120–121.

Поступила в редакцию 29 августа 2005 г.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

E.V. Mikhailik, A.I. Khanchuk, L.B. Khershberg

The role of the Taylor-Hogg topographic eddies during Fe-Mn nodule deposition on the periphery of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)

The geologic study of abyssal areas in detail at the periphery of the Magellan Seamounts show that the Co-rich Fe-Mn nodule deposits (with productivity 20 kg/m² and more) are located in the northern part of the seamount pedestals, NE-striking intermountain valleys and on abyssal hills (300-500 m) at a depth of 5200-5900 m. According to the present-day results of geophysical hydrodynamics, the generation of this type of nodule deposits is explained by the occurrence of the Taylor-Hogg topographic eddies. The results of nodule geology can be used as criteria of evolution of the Taylor-Hogg topographic eddies in geophysical hydrodynamics.

Key words: Co-rich Fe-Mn nodules, ore deposits, Taylor-Hogg topographic eddies, Magellan Seamounts, Pacific Ocean.

ФОРМИРОВАНИЕ ВПАДИН “ЗАБАЙКАЛЬСКОГО” ТИПА

К.Б. Булнаев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ.

На материалах изучения позднемезозойской Гусиноозерской депрессии – эталонной для системы впадин “забайкальского” типа – показано моноклиальное строение структуры, обусловленное односторонним конседиментационным опусканием ее фундамента по разлому вдоль юго-восточного борта. Усложняющие строение впадины угленосные мульды и разделяющие их поперечные поднятия рассматриваются как элементы отражения тектонических подвижек блоков разбитого разломами фундамента. При разработке предложенной модели использованы материалы исследований по другой хорошо изученной депрессии – Балеysкой. Геодинамическая обстановка трактуется как развитие рифтогенеза, вызванного проявлением глубинных магматических процессов.

Ключевые слова: рифтогенез, впадины “забайкальского” типа, моноклиаль.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Забайкалья видное место занимают структуры позднемезозойского этапа, представленные десятками впадин, которые, располагаясь цепочкой вдоль крупных разломов, образуют серию протяженных депрессионных зон или линейных комплексов (рис. 1). Область развития депрессий охватывает также часть территорий Восточной Монголии и Северо-Восточного Китая. Впадины резко наложены на складчатые комплексы каледонского и герцинского этапов. В отличие от сходных по морфологии кайнозойских впадин “байкальского” типа они были названы “забайкальскими” [21].

Актуальность изучения позднемезозойских впадин Забайкалья определяется не только их ролью в тектонической структуре региона и своеобразием условий формирования, но и тем, что они контролируют размещение месторождений ряда важных эндогенных полезных ископаемых (урана, золота, флюорита) и бурых углей. На протяжении многих десятилетий впадины неизменно привлекали внимание исследователей. Однако вопросы их строения, типизации и геодинамических условий формирования трактуются ими по-разному. По данным большинства тектонистов, впадины представляют собой структуры типа грабена или грабен-синклинали [2, 5, 11, 13, 15, 19].

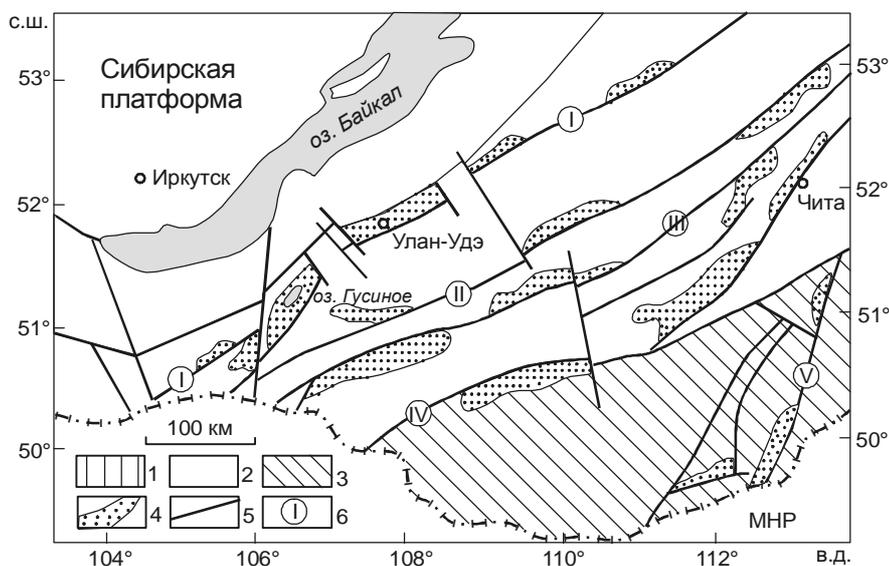


Рис. 1. Схема размещения впадин “забайкальского” типа (Западное и Центральное Забайкалье).

1–3 – области развития домезозойских складчатых структур: 1 – байкальских, 2 – каледонских, 3 – герцинских; 4 – впадины “забайкальского” типа; 5 – разломы; 6 – депрессионные зоны: I – Джида-Витимская, II – Тугнуй-Кондинская, III – Хилокская, IV – Чикой-Ингодинская, V – Онон-Туринская.

Существует также мнение об образовании их в связи с “линейным короблением” земной коры [21].

На наш взгляд, отмеченные расхождения в трактовке структуры и механизма формирования впадин обусловлены главным образом их неравномерной и недостаточной изученностью, использованием при рассмотрении этих вопросов малодоказательного фактического материала. По существу, к настоящему времени более или менее полно изучены только две крупные впадины “забайкальского” типа: Гусиноозерская, характеризующаяся повышенной угленосностью, и Балейская, в которой локализовано одноименное золоторудное месторождение промышленных масштабов. Ниже на материалах этих исследований делается попытка показать особенности строения и механизм формирования впадин рассматриваемого типа.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

На протяжении многих лет автор занимался изучением особенностей строения и формирования позднемезозойских впадин Забайкалья [3, 16]. Наиболее детальные исследования были проведены в Гусиноозерской впадине – эталонной для системы впадин “забайкальского” типа. По результатам этих работ составлена геолого-структурная карта депрессии в масштабе 1:50 000.

В основу карты положены материалы детального маршрутного исхаживания депрессии, данные углеразведочных работ последних десятилетий, особенно проходки магистральных буровых профилей, три из которых пересекают структуру вкрест ее простирания от борта до борта. Для корреляции разрезов выполняющих впадину отложений и расшифровки ее структуры использованы результаты биостратиграфических исследований [18], вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), проведенного трестом “Востсибгеофизика”, и дешифрирования аэрофотоснимков.

Анализ перечисленных материалов с привлечением данных изучения Балейской впадины позволяет сделать более обоснованный вывод о структурном типе и механизме формирования Гусиноозерской депрессии и всей системы впадин “забайкальского” типа.

ФУНДАМЕНТ И ОБРАМЛЕНИЕ ВПАДИН

Морфологически Гусиноозерская впадина представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении линейную структуру, ограниченную с обеих сторон горными массивами: с северо-запада Хамбинским хребтом, отдельные высотные отметки которого возвышаются над поверхностью депрессии на 150–200 м, с юго-востока – не менее высоким Моно-

стойским хребтом (рис. 2). На юго-западе впадина замыкается в подножье субширотного Боргойского хребта, а на противоположном фланге – Нижне-Убукунским поперечным поднятием. Длина впадины в указанных границах достигает 70 км, а ширина – в среднем 15 км. Центральная часть депрессии площадью около 160 км² занята акваторией оз. Гусиног.

Ограничивающие впадину горные сооружения сложены преимущественно гранитоидами палеозойского возраста, среди которых в виде разрозненных останцов кровли небольших размеров отмечаются докембрийские кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы. В предгорье Хамбинского хребта также развиты небольшие по площади поля среднеюрских основных и кислых вулканитов. Эффузивы и их туфы залегают на размытой поверхности гранитоидов и перекрыты со стратиграфическим несогласием ранне-меловыми отложениями впадины.

Важной особенностью строения обрамления впадины является развитие в предгорьях Хамбинского и Моностойского хребтов серии разломов северо-восточного простирания. В зонах этих разрывных нарушений установлены трещинные интрузии мезозойских гранитоидов, дайки разнообразных жильных пород.

Мощность выполняющих впадину пресноводно-континентальных отложений гусиноозерской серии, достигающая максимально 2500 м, не постоянна в разных частях депрессии, постепенно возрастает от северо-западного борта к юго-восточному, где структура ограничена конседиментационным Моностойским разломом. Фундамент впадины вскрыт бурением только на отдельных участках вдоль северо-западного борта, где установлены те же палеозойские гранитоиды, что и в бортах, реже – мезозойские вулканиты. По данным геофизических работ, в глубоких частях депрессии фундамент тоже гранитный, имеет сложное мозаично-блоковое строение (рис. 3). Разломами северо-западного и северо-восточного направлений гранитное ложе структуры разбито на множество разновеликих блоков, испытывавших относительно друг друга разные по амплитуде смещения. Такое блоковое строение фундамента в дальнейшем оказало огромное влияние на распределение фаций и мощностей отложений гусиноозерской серии, на возникновение дополнительных более мелких структур типа мульды. Очевидно, большая часть этих подвижек носила конседиментационный характер.

По данным ВЭЗ, наибольшие глубины залегания кровли фундамента характерны для крупного тектонического блока, занимающего значительную юго-восточную часть основания впадины. Другой участок наибольшего погружения кристаллического ложа на-

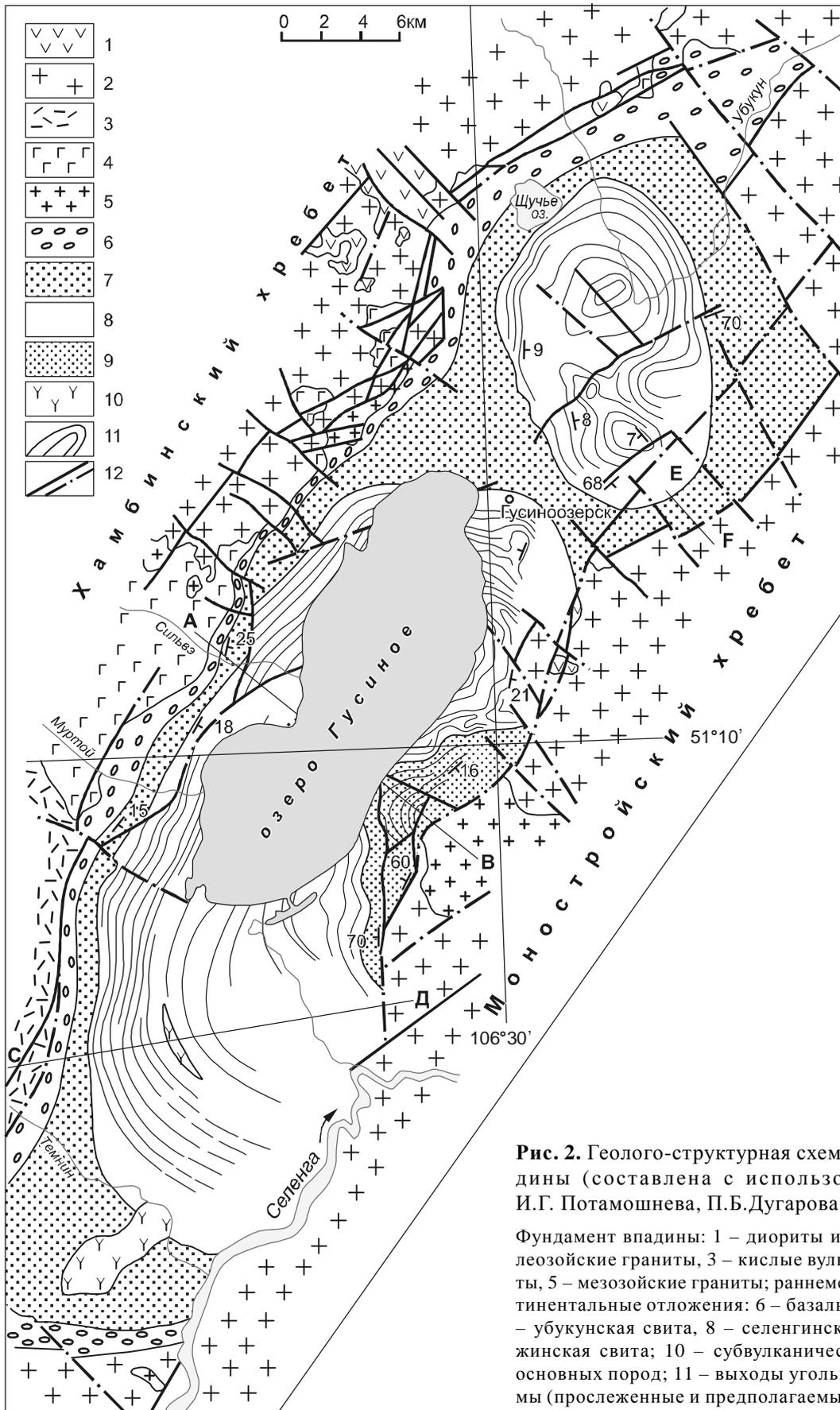
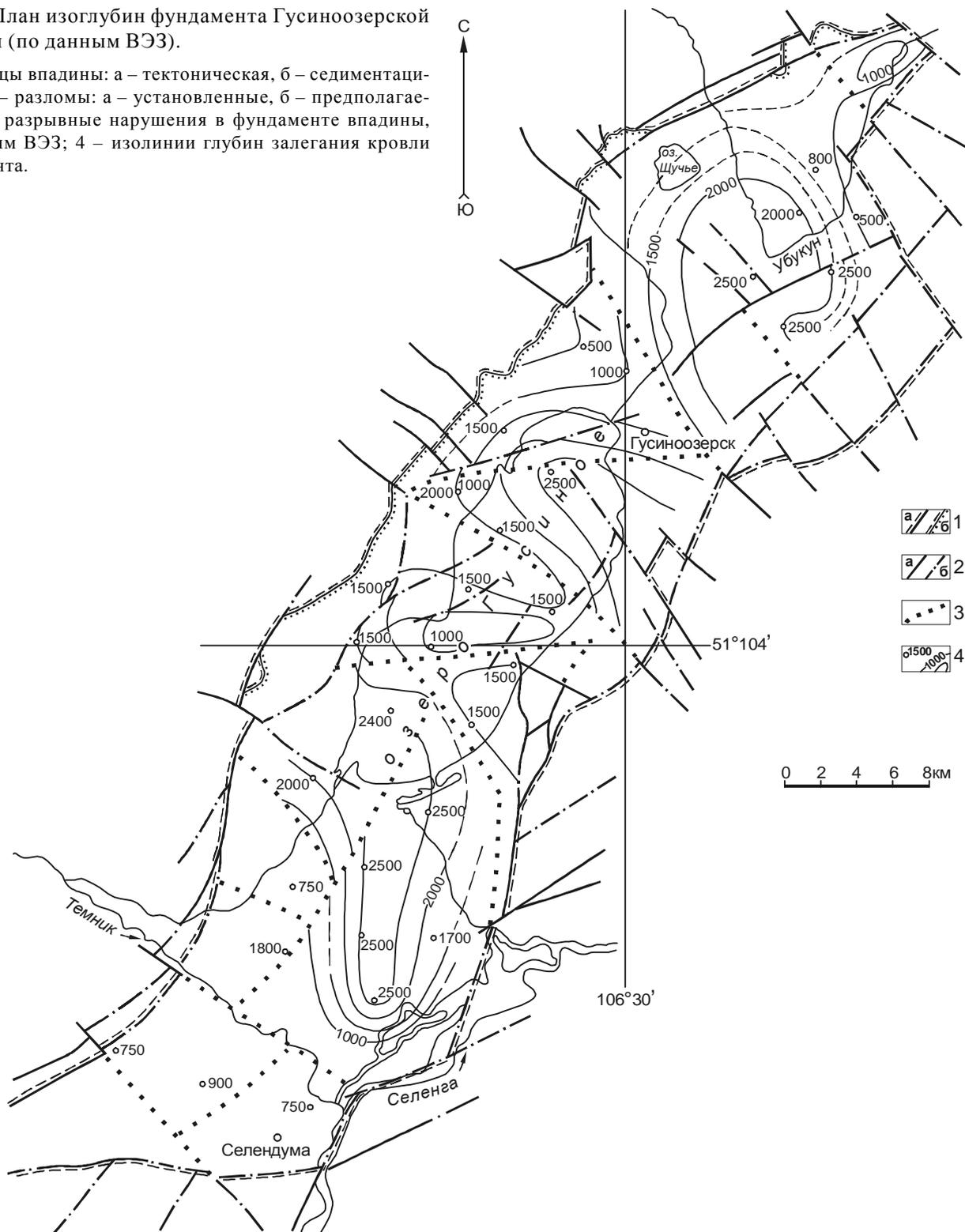


Рис. 2. Геолого-структурная схема Гусиноозерской впадины (составлена с использованием материалов И.Г. Потамоснева, П.Б. Дугарова, В.М. Скобло).

Фундамент впадины: 1 – диориты и габбродиориты, 2 – палеозойские граниты, 3 – кислые вулканиты, 4 – трахибазальты, 5 – мезозойские граниты; раннемеловые пресноводно-континентальные отложения: 6 – базальная муртойская свита, 7 – убукунская свита, 8 – селенгинская свита, 9 – холбольджинская свита; 10 – субвулканическая интрузия щелочно-основных пород; 11 – выходы угольных пластов; 12 – разломы (прослеженные и предполагаемые).

Рис. 3. План изоглубин фундамента Гусиноозерской впадины (по данным ВЭЗ).

1 – границы впадины: а – тектоническая, б – седиментационная; 2 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – разрывные нарушения в фундаменте впадины, по данным ВЭЗ; 4 – изолинии глубин залегания кровли фундамента.



мечается в северо-восточной части структуры, известной как Загустайская мульда.

В других частях впадины глубина залегания фундамента обычно не превышает 1500 м. В районе мыса Чана на западном берегу оз. Гусиного наблюда-

ется небольшое по площади поперечное поднятие, где глубина до кровли фундамента сокращается до 1000 м. Аналогичный подъем пород основания установлен у северной оконечности озера между собственно Гусиноозерской и Загустайской мульдами.

По зоне юго-восточного борта впадины, где мощность раннемеловых отложений максимальная, данные электроразведки отсутствуют. Пробуренные здесь скважины глубиной до 300 м не выходят из толщи приразломных “моностойских” конгломератов и не вскрывают породы фундамента.

Таким образом, Гусиноозерская впадина наложена на гранитное основание блокового строения. Данные, свидетельствующие об унаследованном развитии ее по древним складчатым структурам, отсутствуют.

Сопоставление рельефа дна впадины по результатам ВЭЗ (рис. 3) с характером распределения мощностей выполняющих ее отложений, по данным бурения, показывает наличие между ними определенных несоответствий. По-видимому, это связано с тем, что в начале процесса осадкообразования в условиях расчлененного разломами фундамента и неравномерного конседиментационного опускания его блоков пролювиальные и алювиально-пролювиальные отложения нижней части разреза гусиноозерской серии накапливались главным образом на пониженных участках дна. Со временем в связи с выравниванием поверхности фундамента отложение осадков происходило на более обширной площади.

Подвижки отдельных блоков разбитого разломами фундамента продолжались и в период осадконакопления. Образование изометричных по форме мульд, сложенных угленосными отложениями верхов серии, несомненно связано с конседиментационным опусканием под ними соответствующих по площади блоков фундамента впадины.

Строение фундамента позднемезозойских впадин изучено более детально в Балейской депрессии в Восточном Забайкалье [13, 22]. Здесь бурением и горными работами установлено, что кристаллическое ложе структуры имеет сложное блоковое строение, обусловленное широким развитием разломов разных направлений (рис. 4). Разломы, независимо от ориентировки, представлены сбросами с падением вовнутрь структуры под углами 50–80°. Фундамент сложен позднепалеозойскими гранитами и залегающими на них позднеюрскими андезитами и их туфами. Этими же породами сложено обрамление впадины, за исключением юго-западного ее борта, где развиты докембрийские кристаллические сланцы.

ОТЛОЖЕНИЯ ВПАДИН, УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Пресноводно-континентальные отложения Гусиноозерской впадины, объединяемые в одноименную

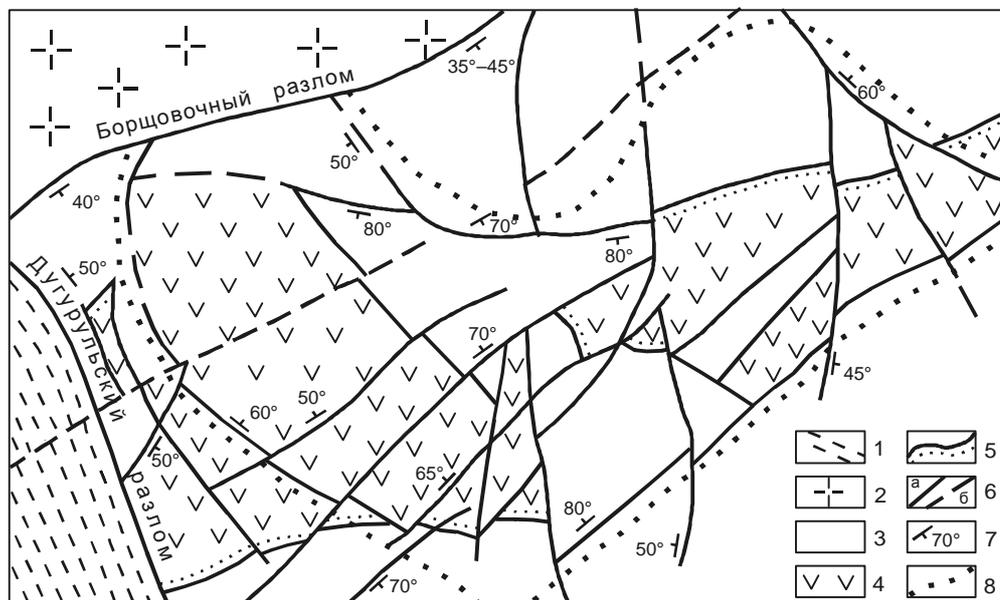


Рис. 4. Строение фундамента Балейской впадины [по 21].

1 – докембрийские метаморфические сланцы; 2 – гранитоиды борщовочного комплекса; 3 – гранитоиды ундинского комплекса; 4 – вулканиты шадоронской серии; 5 – стратиграфические контакты; 6 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – элементы залегания разломов; 8 – проекция контура впадины.

серию, сложены конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками в низах разреза, частым переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами бурых углей и углистых пород в преобладающей по мощности верхней части его. У юго-восточного борта структуры в полосе шириною 500–1000 м развиты крупнообломочные конгломераты и конглобрекчии, фациально замещающие в предгорьях Моностойского хребта весь разрез серии (рис. 5).

На протяжении многих десятилетий вопрос о возрасте и последовательности накопления отложений Гусиноозерской впадины вызывал противоречивые суждения. Однако данные бурения поперечных магистральных профилей и детальных биостратиграфических исследований [18] позволили установить, что весь разрез отложений имеет раннемеловой возраст (валанжин–баррем). По составу, условиям накопления и характеру распределения руководящих форм пресноводной фауны разрез расчленен на четыре свиты (снизу вверх): муртойскую (до 250 м), убукунскую (50–250 м), селенгинскую с двумя подсвитами (720–1330 м) и холбольджинскую (1000–1200 м). Все свиты залегают согласно и, как отмечено, у юго-восточного борта впадины фациально замещаются толщей “моностойских” конгломератов.

Палеогеографические и литолого-фациальные исследования показали, что в период накопления пролювиальных отложений муртойской и убукунской свит в районе Гусино озера, как и во всем Западном Забайкалье, существовал резко расчлененный рельеф [6]. С течением времени, когда влияние окружающего впадину горного обрамления на характер осадконакопления стало менее значительным, образовались селенгинская и холбольджинская свиты, сложенные осадками пойменных, озерных и болотных фаций.

Толща “моностойских” конгломератов сопоставлялась ранее с отложениями базальной муртойской свиты, что позволяло рассматривать Гусиноозерскую впадину как асимметричную синклиналиную структуру с крутым и коротким юго-восточным крылом [21]. Однако данные бурения и биостратиграфические исследования показали принадлежность этих грубообломочных отложений к приразломным предгорным образованиям, фациально замещающим раннемеловые осадки [18]. Было также установлено, что с удалением от борта структуры обломочный материал породы становится мелким и приобретает большую окатанность. Кроме того, в редких прослоях и линзах песчаников обнаружена пресноводная фауна, характерная для селенгинской и холбольджинской свит.

Пресноводно-континентальные отложения Балейской впадины по характеру разреза и условиям накопления во многом сходны с гусиноозерскими. По данным литолого-стратиграфических исследований [13], в нижней части их на вулканитах верхнеюрской шадоронской серии залегают мощная толща конгломератов, конглобрекчий, гравелитов и песчаников с редкими прослоями алевролитов, относимая к балейской серии. По фациальным условиям накопления это отложения конусов выноса водных потоков, предгорных склонов и широких долин, реке озер. В составе серии выделены (снизу вверх) тергенская, кокуйская и тасевская свиты.

Вышележащие грубообломочные отложения новотроицкой серии (отмаховская, кибиревская и каменная свиты) сложены тоже конгломератами, брекчиями, дресвянниками и реке песчаниками. Исследованием установлено, что в период осадкообразования этого периода обломочный материал сносился в виде горного аллювия, пролювия и осыпей склонов гор.

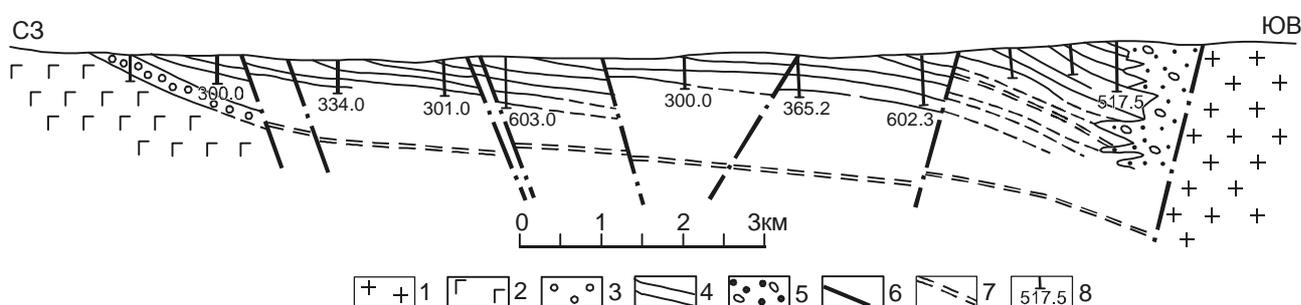


Рис. 5. Поперечный разрез Гусиноозерской впадины по магистральной линии АВ.

1 – палеозойские граниты юго-восточного борта; 2 – среднеюрские трахибазальты северо-западного борта; раннемеловые отложения: 3 – базальные конгломераты и гравелиты, 4 – угленосные молассы, 5 – фация “моностойских” конгломератов; 6 – разломы; 7 – примерное положение фундамента; 8 – скважины и их глубина в м..

Отложения тергенской и кокуйской свит балейской серии фаунистически не охарактеризованы, а в алевролитах тасеевской и кибиревской свит обнаружены остатки раннемеловых моллюсков, филопод и остракод [13]. Но, как отмечено, базальная тергенская свита залегает во впадине на размытой поверхности позднеюрских вулканитов. Следовательно, обе серии терригенных отложений впадины могут рассматриваться как нижнемеловые.

Следует отметить, что некоторые позднемезозойские впадины Забайкалья развивались унаследованно по рифтовым структурам юрского возраста. В этих случаях разрез выполняющих их отложений имеет двухъярусное строение [10, 11]. Нижний его ярус сложен чередованием разных по составу позднеюрских вулканитов, нередко с прослоями конгломератов и песчаников. Нижнемеловые осадочные отложения, слагающие впадины собственно забайкальского типа, залегают на вулканитах с размывом и, по-видимому, несогласно [17].

Нередко исследователи, не учитывая это, включают в состав их разреза и вулканиты нижнего яруса.

СТРУКТУРА ВПАДИН

Несмотря на блоковое и дифференцированное по глубине залегания строение фундамента нижнемеловые осадочные отложения имеют в Гусиноозерской впадине пологое моноклинальное залегание с падением слоев на юго-восток под углами 6–8°. С приближением к юго-восточному приразломному борту структуры падение пород становится более крутым и вблизи зоны фациального замещения их “моностойскими” конгломератами достигает 30–45°. По результатам бурения по магистральным профилям это установлено теперь достоверно (рис. 5).

Отложения базальной муртойской свиты обнажаются неширокой полосой вдоль всего северо-западного борта впадины и более широко на замыканиях структуры по простираению. На значительных по протяженности участках, в частности на западном побережье оз. Гусино, контакт их с породами фундамента нормальный, седиментационный (рис. 2). Здесь конгломераты залегают на размытой поверхности юрских вулканитов, палеозойских и мезозойских гранитоидов.

Но нередко отложения муртойской свиты отделены от пород фундамента системой продольных разломов. Исследованием установлено, что по отношению к раннемеловому осадконакоплению эти разломы имеют более позднее происхождение. Они часто пересекают и смещают толщу раннемеловых конгломератов. К северо-западу и северу от оз. Щучье

нами были закартированы значительные по площади поля распространения этих грубообломочных пород уже за зоной разломов, в подножье горного обрамления структуры. Очевидно, первоначально на всем протяжении северо-западного борта впадины базальные слои раннемеловых осадков имели с породами фундамента нормальный седиментационный контакт и распространялись намного дальше к северо-западу. Бурением и геофизическими исследованиями установлено, что на участках развития указанных разломов впадина опущена на 20–30 м.

Общее моноклинальное залегание пород гусиноозерской серии частично нарушено развитием во впадине ряда локальных структур – мульды и разделяющих их поперечных поднятий (рис. 2). Наиболее крупными из них являются собственно Гусиноозерская и Загустайская мульды и разделяющее их Ахарское поднятие. Сопоставление материалов бурения, геологического картографирования и анализ особенностей распределения изоглубин кровли фундамента показывают, что мульды расположены над наиболее опущенными блоками фундамента (рис. 2, 3). Очевидно, проседание этих блоков имело конседиментационный характер и началось уже после отложения осадков муртойской и убукунской свит. В образовавшихся опущенных участках происходило накопление более молодых тонкообломочных угленосных отложений селенгинской и холбольджинской свит. Поэтому мульды следует рассматривать как результат пассивного отражения блоковых движений фундамента [17].

С течением времени в связи с продолжающимся односторонним конседиментационным опусканием фундамента, вдоль Моностойского краевого разлома область осадконакопления постепенно сокращалась и смещалась к юго-восточному борту структуры. В заключительную стадию формирования впадины накопление отложений холбольджинской свиты, венчающей разрез гусиноозерской серии, происходило только в этой зоне, причем на наиболее опущенных ее участках.

Указанное смещение зоны осадконакопления рассматривалось ранее как миграция в этом направлении оси синклиналиного прогиба [21]. Образование фации “моностойских” конгломератов происходило за счет эрозии поднятого юго-восточного борта впадины, о чем свидетельствует сходство состава обломочного материала этих отложений и пород горного обрамления.

Бурением скважин непосредственно в зоне Моностойского разлома, к востоку от г. Гусиноозерска, установлено, что конгломераты налегают на гранитоиды борта впадины по поверхности крутого эрозион-

ного среза (рис. 6). Поверхность среза характеризуется ступенчатым строением за счет того, что зона разлома состоит из двух субпараллельных крутопадающих разрывных нарушений. После внутреннего по отношению к впадине сброса мощность конгломератов резко возрастает и скважины глубиной 125–168 м, пробуренные в 500–550 м от гранитного борта, остановлены в тех же грубообломочных отложениях. Однако с большим удалением от зоны краевого разлома происходит смена крупнообломочных конгломератов и конглобрекций мелкообломочными с более окатанным обломочным материалом и прослоями песчаников.

На Холбольджинском участке впадины, расположенном на юго-восточном побережье оз. Гусино-го, примерно в средней его части, с приближением к зоне Моностойского разлома угол падения угленосных пород постепенно увеличивается от 12–15° до 40–45°. Кроме того, здесь отложения наиболее молодой в серии холбольджинской свиты смяты в ряд пологих антиклинальных и синклиналиных складок северо-восточного и северо-западного простираний с падением крыльев под углом 8–15° (рис. 2).

На одноименном угольном месторождении наблюдается серия мелких складок (рис. 7). С приближением к зоне развития фации “моностойских” конгломератов степень дислокации отложений возрастает.

Складчатость позднемезозойских отложений у юго-восточного борта впадины исследователи связы-

вали с надвиганием на них пород горного обрамления вдоль Моностойского разлома, принимаемого за надвиг. Однако данные буровых и геофизических работ, результаты наших исследований [3] показали, что разлом представлен серией субпараллельных крутопадающих сбросов с падением на северо-запад под углами 60–70°. При конседиментационном опускании фундамента структуры в зоне краевого разлома могли возникать сжимающие напряжения, которые и вызвали приразломную складчатость пород. Очевидно, опускание фундамента впадины продолжалось и после накопления нижнемеловых отложений. Вдоль юго-восточного борта структуры наблюдается мощный шлейф плейстоценовых грубообломочных осадков.

Рассматривая особенности строения Гусиноозерской впадины, следует отметить значительное развитие в ней разновозрастных поперечных и разноориентированных разломов. Некоторые из них, наблюдаемые на поверхности внутри структуры, пересекают весь разрез выполняющих ее отложений. Другие прослеживаются в фундаменте впадины по данным ВЭЗ (рис. 3). Эта группа разломов в сочетании с продольными разрывами, по-видимому, играла определенную роль в формировании впадины. Тупые, прямоугольные окончания структуры по простиранию без большого уменьшения мощности осадков явно свидетельствуют об этом.

Таким образом, изложенный материал показывает, что в структурном отношении Гусиноозерская

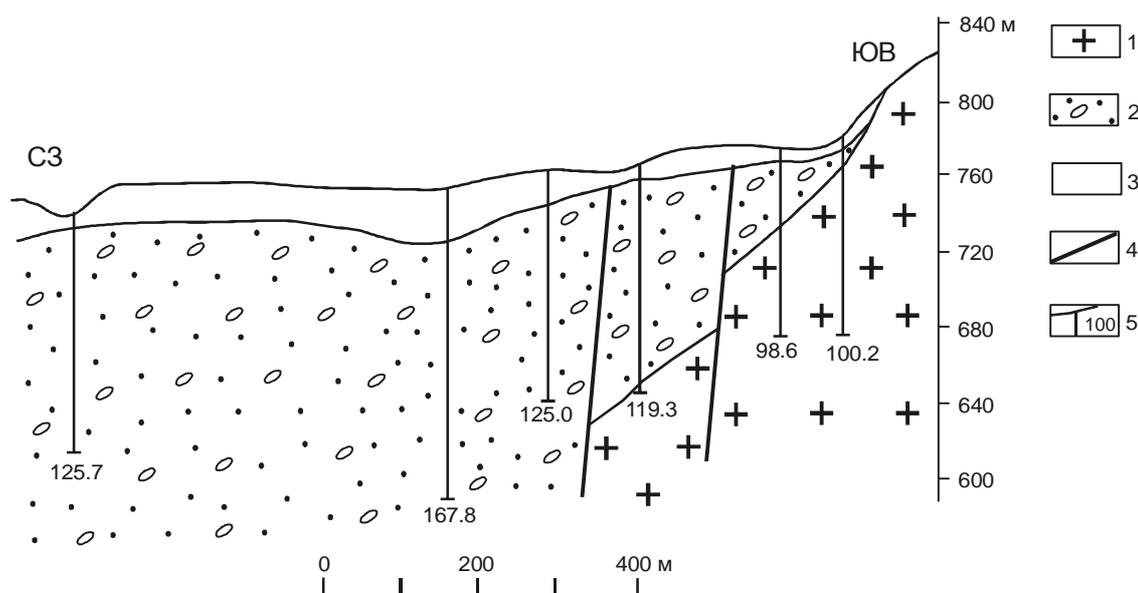


Рис. 6. Разрез юго-восточной прибортовой части впадины по линии Е-Е.

1 – палеозойские граниты; 2 – фация “моностойских” конгломератов и конглобрекций; 3 – современные отложения; 4 – разломы Моностойской сбросовой зоны; 5 – углеразведочные скважины.

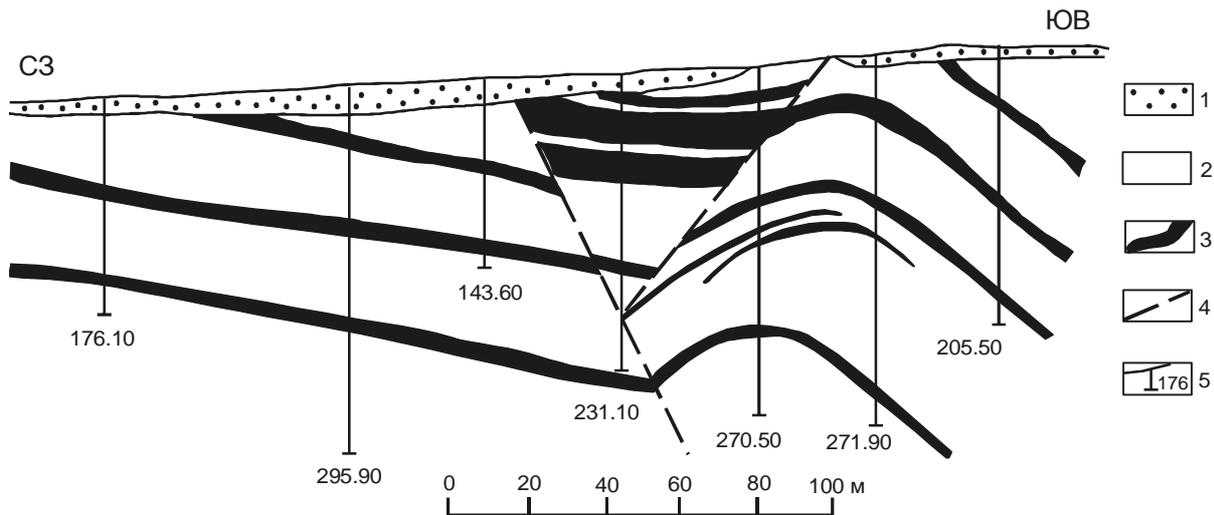


Рис. 7. Мелкие складки в угленосных отложениях холбольджинской свиты.

1 – современные отложения; 2 – холбольджинская свита; 3 – пласты бурых углей; 4 – разломы; 5 – скважины колонкового бурения, их глубина в м.

впадина представляет собой моноклираль, осложненную дифференцированными конседиментационными подвижками блоков фундамента. Согласно общепринятой номенклатуре тектонических терминов [20], это, конечно, не грабен. Было бы также неправильно называть структуру грабен-синклиналь, так как в строении ее отсутствуют синклинальные складки.

Как отмечено выше, другие позднемезозойские впадины Забайкалья, являющиеся тоже структурами закрытого типа, изучены слабо, в основном только с поверхности. Бурением изучены лишь немногие из них и то только в пределах локальных угленосных мульд. По степени изученности исключением в этом ряду является Балейская позднемезозойская впадина, расположенная на восточном фланге системы впадин рассматриваемого типа (рис. 1). Вследствие локализации в ней одноименного золоторудного месторождения структура во многих своих частях разбурена до фундамента, пересечена шахтой и рядом других менее глубоких горных выработок.

Балейская впадина представляет собой юго-западную часть более протяженной Ундино-Даинской депрессии [17]. По данным геологического картографирования и бурения, во впадине выделены две овальные мульды, разделенные поперечным поднятием северо-западного простирания. В.Г. Хомич с соавторами [22] рассматривают мульды как синклинали первого порядка, а разделяющее их поднятие – как антиклиналь. В соответствии с этим формирование впадины они связывают с проявлением складчатой деформации.

Анализ разреза наиболее изученной западной мульды (рис. 8) показывает, что нижняя часть выполняющих ее позднемезозойских отложений имеет моноклиральное залегание с падением слоев на северо-восток под углами $12-15^\circ$ и почти под прямым углом соприкасается с Диагональным краевым разломом. Согласно построениям указанных исследователей, разлом не выходит на поверхность, а затухает в кровле базальной тергенской свиты, сложенной преимущественно конгломератами. В дальнейшем в течение сравнительно небольшого времени роль краевого разлома играл уже Фабричный сброс, отстоящий от Диагонального к северо-востоку примерно на 450 м. В блоке, заключенном между этими двумя разломами, осадки тергенской свиты имеют урезанную мощность.

Фабричный разлом по восстанию тоже не выходит на поверхность, выклинивается на уровне вышележащей кокуйской свиты. Кроме того, над тектоническим блоком между названными разломами слои верхней части тергенской свиты и вышележащих кибереvской, тасееvской и кокуйской свит приобретают обратное падение. Здесь образуется как-бы синклиналеподобная складка с осью над Диагональным разломом.

Возникновение на разрезе северо-восточного крыла “синклинали” может быть вызвано несколькими причинами. Возможно, в период накопления отложений верхней части раннемеловых осадков блок между Диагональным и Фабричным разломами и северо-восточный борт впадины испытали конседиментационное поднятие.

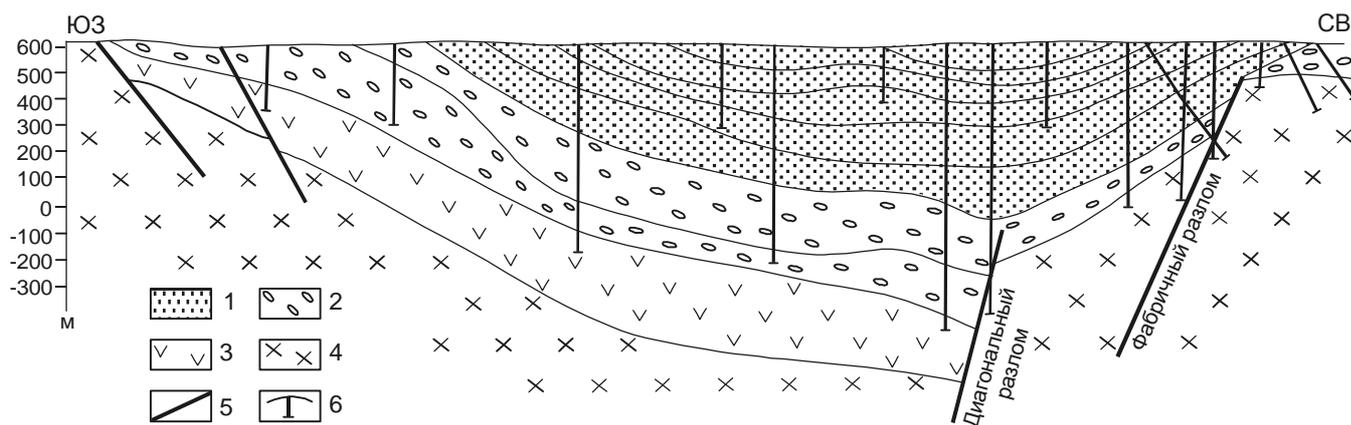


Рис. 8. Поперечный геологический разрез Балейской впадины [по 22].

Позднемезозойские отложения: 1 – песчаники, дресвяники с прослоями мелкогалечных конгломератов и конглобрекций (кибиревская, тасеевская, кокуйская свиты); 2 – средне- и крупногалечные конгломераты (тергенская свита); 3 – нерасчлененные позднеюрские вулканогенно-осадочные образования (шадоронская серия); 4 – каменноугольные граниты; 5 – разломы; 6 – скважины.

Таким образом, связывать формирование Балейской впадины с проявлением складчатых дислокаций, на наш взгляд, нет основания. Это, несомненно, моноклиальная структура, ограниченная с северо-востока двумя крутопадающими сбросами зоны Борщевочного краевого разлома.

По структуре и особенностям формирования другие менее исследованные позднемезозойские впадины Восточного Забайкалья были подразделены на две группы, которые представлены в одном случае грабенами с незначительным развитием форм синклинального прогиба в прибортовых частях депрессий, в другом случае – плоскими синклиналиями [17]. Однако анализ материалов, положенных в основу этих построений, а также данные последующих исследований показывают, что все эти впадины несмотря на расположение в разных структурных зонах (Шилка-Аргунской и Ундино-Уровской) весьма сходны между собою. Они сходны с Гусиноозерской депрессией и представляют собой типичную моноклиаль или односторонний грабен, ограниченный с одной из сторон крутопадающим (более 60°) конседиментационным разломом с амплитудой опускания фундамента до 1200 м. Моноклиальное строение с ограничением с одного из бортов поверхностью крутого конседиментационного сброса установлено, в частности, в крупной Южно-Аргунской впадине в Приаргунье, в Куэнгинской, Арбагаро-Холбонской, Ундино-Дайнской, Утанской, Южно-Зульзинской и некоторых других депрессиях на северо-восточном фланге Селенгино-Витимского пояса мезозой [11, 17]. Наличие в них небольших по размерам пологих мульд и попе-

речных поднятий, являющихся отражением блоковых подвижек в фундаменте, не позволяет говорить об участии в формировании впадин складчатых дислокаций.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН

По данным большинства исследователей, впадины “забайкальского” типа образовались в связи с движениями крупных блоков земной коры по разломам и представлены сложными по строению грабенами [5, 9–11, 13, 17]. При этом обычно не уточняется, какими геодинамическими процессами были вызваны тектонические напряжения, вызвавшие такие движения.

Согласно другой точке зрения, депрессионные зоны Забайкалья являются аналогами континентальных рифтов и образовались в осевой части Забайкальско-Станового сводового поднятия в результате его распада под действием растягивающих тектонических напряжений [2, 19]. Причину возникновения и роста свода они связывают с проявлением процессов дейтероорогенеза и связанного с ним магматизма.

Близких взглядов придерживаются многие исследователи [7, 8, 14, 15, 23], согласно которым возникновение свода, зародившегося еще во второй половине перми и продолжавшего развиваться в течение всего мезозоя, связано с существованием под поднятием зоны аномально возбужденной мантии – мантийного диапира, деятельностью “горячих точек”. Геодинамическая обстановка эпохи трактуется как внутриконтинентальный рифтогенез. Однако, по дан-

ным Ю.Г. Леонова [12], к образованию рифтов приводит возникновение глобальных растягивающих напряжений, вызывающих разрыв коры и образование астенолитов. Утверждается, что такие предрифтовые явления, как появление плюмов, сами по себе не приводят к формированию рифтов, а только способствуют этому. В процессах формирования рифтов большая роль отводится сдвиговым дислокациям.

На геодинамический режим позднемезозойского впадинообразования в Забайкалье, по мнению некоторых исследователей [9], указывает приуроченность к приразломным бортам структур “метаморфических ядер”, сложенных гнейсогранитами и милонитами. Последние рассматриваются как пластины в лежачем боку пологих разломов, образовавшиеся при выдвигании этого крыла со “среднекоровых” глубин в связи с растяжением коры.

Следует отметить, что в данном случае для реконструкции геодинамических условий рифтогенеза были использованы геолого-геофизические материалы по Малханской структурной зоне. В то же время, известно, что во многих других депрессионных зонах подобная закономерность не наблюдается. Образование “метаморфических ядер” связано, скорее всего, с проявлением более ранних динамометаморфических процессов. Установлено, что глубинные и региональные разломы, вдоль которых формировались впадины, имеют раннепалеозойское или даже докембрийское заложение, длительное геологическое развитие и крутое (более 60°) падение [4]. На наш взгляд, образование “метаморфических ядер” связано с проявлением более ранних динамометаморфических процессов. Использование для обоснования предложенной модели данных по К-Аг датировке возраста пород ядер вряд ли доказывает ее правомерность.

Существует также предположение о том, что позднемезозойское впадинообразование в Забайкалье и других частях Центральной Азии вызвано тектоническими напряжениями, возникшими в связи со смещением на юг Сибирской платформы [5]. Предполагается, что в результате этого в складчатом обрамлении кратона по зонам сдвиговых дислокаций происходил “отток” блоков пород и образование сводового поднятия, а в местах изменения простирания разломов – участков растяжения и грабенов.

Возможно, образование кайнозойской Саяно-Байкальской рифтовой зоны и сопряженных с ней депрессионных структур “байкальского типа” происходило по схеме, близкой к указанной. В то же время трудно представить в качестве причин формирования крупного Забайкальско-Станового сводового поднятия и связанной с ним системы позднемезозойских

впадин дрейф Сибирской платформы. Нельзя не учитывать, что это смещение происходило главным образом в кайнозое, когда впадины “забайкальского” типа уже существовали. Кроме того, как было показано ранее [3, 4], крупные региональные разломы Забайкалья, вдоль которых развиваются впадины, представлены крутопадающими сбросами, иногда с небольшой сдвиговой составляющей.

Формирование позднемезозойских впадин Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей происходило тоже на фоне сводового поднятия, интенсивно нарушенного разломами [1]. Как и в Забайкалье, впадины располагаются цепочками и носят характер одно- и двусторонних грабенов, ограниченных взбросами и сбросами с падением сместителя под углом около 80° либо под впадину, либо в сторону ее борта.

Региональные геологические исследования показали, что тектоническое развитие Забайкалья в мезозое характеризовалось существованием устойчивого континентального режима, свойственного сводовым поднятиям, проявлением интенсивных блоковых движений по разломам, магматической деятельностью и впадинообразованием [3, 24]. Подобное развитие земной коры принято называть рифтогенезом.

Таким образом, анализ данных о геодинамических условиях формирования впадин “забайкальского” типа приводит нас, как и большинство исследователей, к выводу о том, что образование этих структур происходило в условиях растяжения коры. По видимому, возникновение подобных напряжений могло быть связано с проявлением глубинных, мантийных процессов. Зарождение астенолитов и проникновение плюмов в кору по серии сближенных глубинных и региональных разломов могли привести к образованию Забайкальско-Станового сводового поднятия, его растяжению и образованию рифтов. При такой трактовке механизма позднемезозойского рифтогенеза отпадает необходимость привлечения сдвиговых дислокаций. Это тем более вероятно, что до сих пор в Забайкалье крупные сдвиги вдоль депрессионных зон не наблюдались, хотя территория региона в зонах развития впадин “забайкальского” типа детально закартирована.

Автор, конечно, сознает, что восстановить геодинамические условия образования позднемезозойских впадин в Забайкалье лишь на материалах изучения отдельных их представителей невозможно. Решение этой задачи требует проведения региональных геологических исследований. На наш взгляд, следует признать, что развитие позднемезозойского рифтогенеза вызвано проявлением в коре глобальных растягивающих на-

пряжений [12]. По-другому трудно объяснить близкое по времени сводо- и впадинообразование на обширной территории, охватывающей значительную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса. Очевидно, причина этого процесса кроется в мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система впадин “забайкальского” типа, несмотря на широкое распространение и значительное участие в тектонической структуре региона, исследована недостаточно. Анализ и обобщение материалов по эталонной для системы, наиболее изученной Гусиноозерской впадине с привлечением данных по сходной с ней Балеической депрессии позволяет предложить более обоснованный, на наш взгляд, механизм формирования структур и сделать некоторые выводы.

1. Накопление во впадинах раннемеловых пресноводно-континентальных отложений происходило на фоне одностороннего конседиментационного опускания фундамента структур по разлому вдоль одного из бортов, обуславливая моноклиналиное строение депрессии.

2. Фундамент впадин, сложенный главным образом палеозойскими гранитоидами и юрскими вулканитами, имеет сложное блоковое строение. Образование пологих угленосных мульд, наложенных на общую моноклиналиную структуру впадин и сложенных осадками верхней части разреза нижнемеловых осадков, связано с конседиментационным опусканием отдельных, значительных по площади блоков фундамента.

3. Опускание фундамента впадин вдоль краевого разлома в течение всего периода формирования структур сопровождалось накоплением у приразломного борта предгорных грубообломочных отложений.

4. Наиболее изученный Моностойский разлом, ограничивающий с юго-востока Гусиноозерскую впадину, представлен серией сближенных сбросов, падающих под углом более 60°. При постседиментационном развитии структуры в зоне разлома возникали напряжения сжатия, которые вызвали локальную складчатость раннемеловых отложений.

5. Анализ материалов региональных геологических исследований показывает, что описанная схема строения и формирования является характерной для большинства крупных впадин “забайкальского” типа.

6. Геодинамическая обстановка в период формирования впадин характеризовалась развитием процессов рифтогенеза: образованием обширного Забайкальско-Станового сводового поднятия, его деструкцией при активном участии крупных разломов.

Образование поднятия и его развитие были связаны, скорее всего, с проявлением под ним глубинных процессов, зарождением и проникновением в кору мантийных диапиров.

Автор выражает глубокую благодарность М.Г. Леонову (Геологический институт РАН), Б.А. Натальину (Стамбульский университет) за просмотр рукописи статьи и конструктивные замечания и В.И. Турунхаеву (Геологический институт СО РАН) – за участие в полевых исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башарина Н.П. Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 123 с.
2. Боголепов В.К. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 327 с.
3. Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 206 с.
4. Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 110 с.
5. Булгатов А.Н., Турунхаев В.И. Геодинамика Центральной Азии в позднем мезозое // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 783–785.
6. Бутова Е.П. Литолого-фациальная характеристика и условия накопления угленосных толщ // История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и Юго-Восточной части Ленского бассейна. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 85–134.
7. Воронцов А.А., Ярмолюк В.З. Северо-Монгольско-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика // Литология. 2004. № 3. С. 17–32.
8. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
9. Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Мазукабзов А.И., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика. 1997. № 10. С. 1574–1583.
10. Ищукова Л.П. Геологическое строение Южного Приаргуны в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР, сер. геол. 1989. № 8. С. 102–118.
11. Кисляков Я.М. Верхнемезозойские впадины Нерча-Куэнгинского междуречья (Забайкалье) и некоторые особенности позднеюрского и раннемелового тектогенеза // Геотектоника. 1975. № 1. С. 87–97.
12. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
13. Любалин В.Д., Симонов Ю.И., Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Основные черты геологического строения Балеического grabena // Сов. геология. 1970. № 5. С. 31–45.
14. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
15. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтоге-

- нез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
16. Очиров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Турунхаев В.И., Цырендоржиев Ц.Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 206 с.
 17. Писцов Ю.П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1963. № 9. С. 52–66.
 18. Скобло В.М. Схема биостратиграфии нижнемеловых отложений Западного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967. Вып. 2 (4).
 19. Соловьев В.А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1967. 127 с.
 20. Справочник по тектонической терминологии / под ред. Ю.А. Косыгина, Л.М. Парфенова. М.: Недра, 1970. 581 с.
 21. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.
 22. Хомич В.Г., Цыденов М.Ю., Любалин В.Д., Симонов Ю.И. Роль складчатых дислокаций в формировании структуры Балеиской впадины (Восточное Забайкалье) // Геотектоника. 1972. № 4. С. 109–114.
 23. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Позднемезозойская-кайнозойская Западно-Забайкальская внутриплитная вулканическая область (закономерности развития, магматизм, геодинамика) // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
 24. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 1, № 6. С. 556–586.

Поступила в редакцию 27 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати Б.А. Натальиным

К.В. Bulnaev

The formation of “Transbaikal type” depressions

The monoclinical structure of the Late Mesozoic Gusinoozeorsk depression (standard for the “Transbaikal” type depressions) caused by the syndimentary subsidence of its basement on the fault along the south-eastern side is showed. The coal-bearing basins complicating the depression structure and transversal uplifts dividing them are regarded as elements reflecting the tectonic movements of blocks of the fault-broken basement. The examination of the suggested model of depression formation involved the investigation material on another well-studied depression – Baleiskaya depression. The geodynamic conditions are considered as rifting as a result of deep-seated magmatic processes.

Key words: rifting, “Transbaikal” type depressions, monocline.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ*

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Анализируются пространственные и ретроспективные связи глубинных гравитационных неоднородностей тектоносферы Прикамчатского региона с приповерхностными тектоническими комплексами и структурами. Земная кора в западных районах Камчатки с прилегающим шельфом характеризуется трехслойным строением и коррелируется с корой охотоморского типа. Мел-эоценовые терригенные и вулканогенно-кремнистые комплексы к востоку от Центрального разлома Камчатки залегают на мафическом кристаллическом слое океанической коры. Центральный и Восточный вулканические пояса Камчатки сопровождаются разуплотнениями этого слоя. Широкое присутствие в земной коре Центральной и Восточной Камчатки метаморфических комплексов, подобных Срединному массиву, маловероятно. Последние могут встречаться здесь в форме небольших пластин вертикальной мощностью менее 8 км – перемещенных фрагментов палеостровных дуг или обломков Охотоморской плиты. Установлены утолщения коровых и литосферных плотностных неоднородностей в западных районах Камчатки. При сопоставлении элементов приповерхностных и разноуровневых глубинных структур выявлены признаки постколлизии горизонтальных перемещений верхнекоровых тектонических масс в восточном направлении и неоднородностей верхней мантии во встречном, западном, направлении.

Ключевые слова: тектоносфера, гравитационное моделирование, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большой объем проведенных геолого-геофизических исследований, глубинное строение и тектоническая природа Камчатского полуострова, расположенного на стыке трех литосферных плит (Охотоморской, Тихоокеанской и Северо-Американской), во многом остаются неясными и описываются неоднозначно [3–5, 10, 19, 20, 24–26, 37, 38, 42, 44, 49]. Конкурируют три основные системы взглядов на происхождение и вещественный состав глубоких слоев земной коры Камчатки. Первая предполагает континентальное (или субконтинентальное) строение земной коры полуострова – фрагмента Охотоморской [44] или Катазиатской [26] литосферной плиты. В эту систему взглядов укладываются практически все сейсмические, гравитационные и магнитотеллурические модели земной коры Камчатки [3, 7, 10, 12–14, 21, 24, 25, 42, 43], основой которых являются: а) – распространение допозднемеловых метаморфических комплексов Срединного массива, которые в геофизических моделях отождествляются с континентальным “гранитно-метаморфическим” слоем, на всю территорию

полуострова, несмотря на многочисленные геологические данные, противоречащие такому предположению [1, 6, 35, 37]; б) – предположение о преимущественно согласном характере взаимоотношений рельефа глубинных границ кайнозойских, позднемезозойских и более древних комплексов земной коры, включая ее нижний (мафический) слой. Вопреки многочисленным геологическим доказательствам полойных горизонтальных перемещений тектонических комплексов [1, 18–20, 26, 37] и отчетливым признакам коллизионных (аккреционных) структур на границах крупных тектонических блоков [4, 5], геофизические модели с согласным (синформным) рельефом глубинных границ земной коры Камчатки [12, 13, 21, 25, 42] до сих пор пользуются широким распространением.

Вторая система взглядов на тектоническую природу Камчатки основывается на моделях аккреции окраинно-материковых, окраинноморских, островодужных и океанических (на востоке) комплексов в обстановке столкновения и поддвигания друг под друга различающихся по составу и строению литосферных плит [1, 5, 20]. В таких моделях значительная часть приповерхностных позднемеловых и палео-

*Публикуется в дискуссионном порядке.

геновых кремнисто-вулканогенных комплексов на всей территории Камчатки находится в форме тектонических покровов (рис. 1), а условия образования и взаимоотношения их с домеловыми комплексами недостаточно ясны. Аллохтонные эоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные, флишоидные и молассовые образования Восточной Камчатки залегают на океанической коре, фрагменты которой представлены серпентинитовым меланжем и ультрамафитами [1, 37]. Вторая концепция, за редким исключением, не анализируется геофизиками, несмотря на то, что признаки дисгармоничных, в том числе клиноформных, глубинных структур отчетливо просматриваются в сейсмических разрезах [7, рис. 3; 14, рис. 1], а гравитационные модели нередко обнаруживают горизонтальные смещения (асимметрию) приповерхностных комплексов относительно глубинных структур [10, рис. 32; 21, рис. 11].

Третья система представлений о геологическом строении Камчатки [19, 38, 46] исходит из мобилистской концепции и “террейнового анализа” тектонических структур. В рамках такой концепции ретроспективные модели (или плейттектонические “сценарии” [38]) структурных элементов Камчатки (складчатых систем, палеоостровных дуг, обломков микроконтинентов, а в более общем случае – террейнов) основываются преимущественно на палеоклиматических, палеобιοгеографических и палеомагнитных данных. Эти модели предполагают значительные горизонтальные перемещения (на 2000–3000 км) небольших по площади террейнов (например: Кроноцкого, Ватынского, Южно-Корякского) в короткое геологическое время (20–30 млн лет). В таких моделях “фундамент” мел-палеогеновых кремнисто-вулканогенных и терригенных комплексов и типы глубинных структур земной коры даже в близко расположенных блоках земной коры Камчатского полуострова могут быть совершенно различными, а следовательно – гравитационное моделирование поверхностей домелового фундамента (аналога камчатской и колпаковской серий) и подошвы земной коры (не говоря о промежуточных границах) в такой концепции без сейсмических данных является вообще неразрешимой задачей. Тем более, что сторонники этой концепции считают маловероятным образование вулканогенно-кремнистых и островодужных комплексов Камчатки на литосфере континентального типа [19, 46].

Большинство исследователей, приверженцев всех трех систем взглядов на глубинное строение Камчатки, отмечает высокую подвижность составных элементов земной коры и литосферной части верхней мантии Камчатки в позднем мезозое и кайнозое, поэтому современное геологическое строение полуост-

рова воспринимается как коллаж структур (террейнов) разного происхождения и вещественного состава: континентальных (метаморфогенных), островодужных и аккреционных [1, 19, 20, 27, 38], перекрытых миоцен-четвертичными плитными вулканогенно-осадочными комплексами. Уместно предположить, что в таких условиях глубинные геологические и тектоно-физические границы, так же как и границы приповерхностных комплексов, имеют здесь прерывистый (кусочно-дискретный) характер, а поэтому выделение и моделирование непрерывных и протяженных глубинных границ под всей территорией Камчатки вряд ли правомерно. Отчасти это подтверждается известными сейсмическими данными (МОВЗ и ГСЗ). Так, сейсмические разрезы в центральных и восточных районах полуострова [10, 14] характеризуются тонкослоистой структурой с многочисленными кусочными отражающими и прерывистыми преломляющими границами, а пластовые скорости слоев значительно варьируют по простиранию. Подошва земной коры под восточными районами Камчатки выражена нечетко: наблюдаются двойные (и даже тройные) границы Мохоровичича, образующие переходный слой “кора–мантия” [10, рис. 24, 25; 14, рис. 1]. В связи с низкими значениями скорости сейсмических волн переходного слоя (7.6–7.8 км/с), в состав земной коры восточных районов Камчатки некоторые исследователи [7, 10] включают часть верхней мантии до глубины 42–46 км, в то время как под центральными районами (Срединный массив метаморфических пород) мощность земной коры предполагается равной 28–32 км [10, стр. 83]. Такие модели противоречат гравиметрическим построениям [12, 42], согласно которым земная кора под центральными районами Камчатки утолщена до 40–44 км, а по некоторым оценкам [24] – до 55–60 км. В западных районах полуострова наблюдается не менее сложное распределение скоростных границ, где по данным МОВЗ в нижнем слое земной коры и в верхней мантии регистрируется тонкослоистый пакет границ обмена сейсмических волн на глубинах: 36–44, 48–54, 60–71, 93–98 и 106–118 км [17]. Средняя часть земной коры здесь также имеет тонкослоистое строение [7].

На Камчатке пока нет непрерывного сейсмического профиля, проходящего через весь полуостров, а те разрезы, которые имеются по обе стороны Срединного хребта [2, 7, 10, 14], характеризуются резко различными параметрами и структурой распределения скоростных границ. Традиционное гравитационное моделирование (подбор плотностных разрезов с опорой на скоростные границы) в таких условиях является недостаточно эффективным средством для выявления новых особенностей и объективных зако-

номерностей глубинного геологического строения полуострова, за исключением его приповерхностного слоя (до глубины 3–5 км), где локальные гравитационные аномалии эпизодически идентифицируются с геологическими телами и структурами: допозднемиловыми метаморфическими комплексами, позднемиловыми-палеогеновыми тектоническими покровами, позднекайнозойскими вулканическими центрами и структурами рельефа подошвы миоцен-четвертичных вулканогенно-осадочных комплексов [3].

В рассмотренных условиях традиционное плотностное моделирование глубинных геологических структур должно сочетаться с другими подходами к интерпретации гравитационных аномалий, способными вырабатывать не связанные с предварительными тектоническими концепциями модели пространственных распределений гравитационных неоднородностей. Такими возможностями располагает аппроксимационный подход, с которым В.Н. Страхов [41] связывает будущее гравитационного моделирования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сутью аппроксимационного подхода к интерпретации гравитационных аномалий является замещение геологического пространства элементарными плотностными неоднородностями простых модельных классов (пластами, цилиндрами, кубиками, точечными массами и др.). Так, например, при изучении блоково-слоистых структур в континентальных районах Северо-Востока России широко применяется аппроксимация геологических неоднородностей вертикальными параллелипипедами (блоками) [8, 9], параметры которых вычисляются без априорной петрофизической и геологической информации. Приуроченность верхних и нижних кромок элементарных модельных тел к границам раздела структурно-вещественных комплексов позволяет конструировать схемы обобщенного рельефа и эффективной плотности этих границ в условиях ограниченного объема сейсмических данных. В тектонике такие границы называются “условными геологическими границами 2-го класса” [22].

В более сложных геологических условиях окраинно-материковых районов (Камчатка, Сихотэ-Алинь), характеризующихся широким развитием вулканоплутонических, аккреционных и микститовых (олиостромовых) комплексов, применима аппроксимация геологического пространства элементарными плотностными неоднородностями с минимальными ограничениями на их форму: $Z_1 > 0.5 D$, где: Z_1 – глубина до поверхности элементарного тела; D – его горизонтальные размеры. Глубина залегания центров масс (Z_0) таких тел, называемых “компакт-

ными”, с точностью не грубее 25–30 % вычисляется однозначно без петрофизических данных [32]. В случае многосвязной системы источников гравитационных аномалий (группа различных по размерам и составу включений в однородном матриксе – модель аккреционных и микститовых образований), центр ее эффективной избыточной массы также определяется однозначно [15]. Модели пространственных распределений центров масс элементарных “компактных” плотностных неоднородностей (или эквивалентных им односвязных областей в случае дискретных хаотических распределений единичных возмущающих масс в микститовых комплексах) содержат информацию о структурных особенностях тектонических комплексов и тенденциях поведения разделяющих их границ [28–30, 32].

Результаты имитационного моделирования [32] доказывают, что с помощью пространственной корреляции центров масс кажущихся изометричных (или “компактных”) источников гравитационных аномалий можно проследивать особенности взаимного положения вертикальных пластов и горизонтальных пластин широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H / D > 0.1$, где: ΔH – вертикальная мощность элементарного тела. При таких, весьма широких, ограничениях на форму элементарных аппроксимирующих тел, моделирование условных тектонических границ 2-го класса* – поверхностей, огибающих центры плотностных неоднородностей, – мало зависит от формы возмущающих масс и определяется, в основном, тектонической упорядоченностью размещения этих неоднородностей в земной коре и верхней мантии [32]. В таких моделях элементарные квазисимметричные гравитационные возмущения непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами (или структурами), а их физико-математический смысл эквивалентен распределениям всего лишь первых гармонических моментов гравитационного потенциала ($M, M \times Z_0$). Однако, в совокупности, они содержат обобщенную информацию о тенденциях взаимосвязанных распределений в земной коре и верхней мантии гравитирующих источников разной геологической природы (пликативной, магматической, метаморфической, диффузионной и др.), поскольку взаимное расположение и физические свойства этих источни-

* Под геологическими (тектоническими) границами 2-го класса понимаются [22] условные поверхности, соединяющие особые точки геологического пространства, например: замки складок непрерывающегося стратиграфического горизонта (зеркало складчатости). В геофизических моделях такие границы чаще всего проводят по верхним и нижним кромкам магнито- и гравитационно-активных тел [8, 42, 47].

ков в конкретных структурно-вещественных комплексах земной коры и верхней мантии часто обусловлены общей тектонической причиной (тектонической обстановкой того или иного этапа эволюции исследуемого объема геологической среды). Опыт проведенных исследований [28–32] свидетельствует о том, что распределения “компактных” плотностей неоднородностей в конкретных глубинных слоях земной коры и верхней мантии связаны с тектоническими деформациями и магматическими процессами в этих слоях на определенных стадиях тектонической эволюции тектоносферы, а резкие изменения структурных планов плотностных неоднородностей смежных глубинных уровней (ориентировок изолиний Z_0 и особенностей группирования аномалий) являются индикаторами глубинных структурных несогласий: границ раздела структурно-вещественных комплексов.

Единственным противопоказанием к применению описанного подхода к интерпретации гравитационных аномалий является существование в земной коре и верхней мантии горизонтально-плоских неоднородностей ($Z_1 < 0.2 D$), обработка и интерпретация аномалий от которых ведет к значительному завышению глубин [32]. Существует, однако, несколько способов “обхода”, или уменьшения влияния, таких неоднородностей:

1. Исключение из обработки несимметричных гравитационных аномалий и аномалий с плоскими (трапециевидными) экстремумами, характерными для приповерхностных структур (наложенных впадин и палингенных гранитоидов).

2. Исключение из наблюдаемого поля идентифицируемых “приповерхностных” аномалий прямыми расчетами.

3. Трансформации исходных аномалий силы тяжести с целью локализации источников в нужных диапазонах глубин.

4. Представление формализованного геологического пространства случайными распределениями первых гармонических моментов гравитационного потенциала ($M, M \times Z_0$), вычисляемых по сети параллельных расчетных профилей и не имеющих прямого (идентифицированного) отношения к конкретным геологическим телам и структурам. При последующей генерализации этих распределений в трехмерных матрицах $Z_0(x, y, z)$ и $\mu_z(x, y, z)$ ошибки в определении положения центров масс плотностных неоднородностей нивелируются.

5. “Выметание” или “конденсация” масс объемных источников на вышележащие уровневые поверхности, что существенно снижает погрешности опреде-

ления пространственного положения границ раздела структурно-вещественных комплексов тектоносферы.

Соотношение “компактных” и “горизонтально-плоских” тел в тектоносфере Прикамчатского региона заранее не известно, и единственной формой контроля геологической значимости рассматриваемых ниже моделей является сопоставление конечных результатов моделирования с предшествующими геолого-геофизическими данными [1, 2–4, 7, 14, 17, 20, 25, 26, 35, 37, 42, 43 и др.].

Информационный массив (Z_0), используемый для построения условных тектонических границ 2-го класса, формируется в результате множественной формализованной (автоматизированной) интерпретации гравитационных аномалий на параллельных профилях, оптимально (вкостр преобладающего простирания элементов гравитационного поля) пересекающих изучаемую территорию. При построении рассматриваемых ниже моделей (рис. 2–3) расстояние между профилями составляет 50 км, а шаг регистрации поля – 5 км. На каждом из профилей интерпретировались все квазисимметричные аномалии Буге, общее число которых составило 315. Полученный массив значений (Z_0) характеризует плотностную неоднородность тектоносферы Камчатки в диапазоне глубин от 10 до 80 км. При построении изолиний (Z_0), результаты вычислений осреднялись по сети 75×75 км (изучение структур земной коры) и 125×125 км (изучение верхней мантии). Для сравнения полученных моделей с более глубокими структурами литосферы (рис. 2, В) привлечены ранее выполненные построения по Охотоморскому региону [31, 32].

Оценка вещественной неоднородности тектоносферы осуществлялась с помощью параметра [30, 34]:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K(Z_0 - Hk)^2}, \quad (1)$$

где V_{zm} – амплитуда квазисимметричного гравитационного возмущения, мГл; Z_0 – глубина залегания центра объемного и эквивалентного ему сферического источника гравитационной аномалии, км; $Hk = Z_0 - R$ – глубина поверхности “конденсации” массы объемного источника на поверхность эквивалентной сферы, км; R – радиус элементарной сферы, км; K – гравитационная постоянная ($6,673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$).

Физический смысл параметра μ_z (размерность: кг/м²/км) соответствует вертикальному градиенту поверхностной плотности сферического (плоского при малых размерах элементарной площадки) источника гравитационных аномалий в точках пространства: $\mu_z(x, y, Hk)$. По физическому смыслу и размерности этот параметр отличается от градиента объемной плотности

(кг/м³/км), однако, так же как и градиент объемной плотности, он является индикатором плотностной неоднородности (контрастности) геологического пространства. Максимумы μ_z -параметра наблюдаются в районах, поясах и зонах проявления интенсивных магматических и метаморфических процессов [29, 30], а в разрезах земной коры соответствуют жестким, глубоко метаморфизованным блокам и пластинам [34], в том числе – сейсмогенным [30, 33, 34]. Минимумы этого параметра совпадают с “сейсмическими волноводами”, со слоями низких электрических сопротивлений по данным магнитотеллурических зондирований и зонами частичного плавления в тепловых моделях [34]. Низкие значения μ_z -параметра являются формальным индикатором отсутствия источников интенсивных гравитационных аномалий в соответствующем слое тектоносферы, что может быть следствием “размягчения” элементарных плотностных неоднородностей, “размазывания” или “стирания” их резкостных границ в средах с ослабленными реологическими свойствами: в слоях пониженной вязкости, повышенной пластичности или текучести.

Значения μ_z (1 ед. = 10⁻²кг/м²/км) вычислены на уровнях: Нк = 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40 и 50 км для слоев на глубинах: 1–40, 6–40, 11–50, 16–50, 21–60, 31–80, 41–100 и 51–100 км. Полученная таким образом объемная модель μ_z (x, y, Нк) использована для построения карт-срезов μ_z (x, y, Нк = Const) и разрезов μ_z (x, Нк). При вычислениях выполнялось условие: $Z_0 - Нк > 1$ км, т.е. поверхность “конденсации” всегда располагалась выше “конденсируемого” слоя, поэтому знаменатель в формуле (1) никогда не равен нулю.

Объемные модели μ_z (x, y, Нк), по определению В.Н. Страхова [40], могут быть отнесены к моделям “слабой единственности”, в которых эквивалентность непрерывна относительно плотности моделируемых сред. Эти модели, так же как и любые другие гравитационные модели сложных геологических сред, не являются геологически однозначными, однако внутренняя однозначность формализованных расчетных процедур (по одному распределению гравитационного поля можно построить только одно распределение точечных и эквивалентных им сферических масс) позволяет выявлять объективные особенности плотностной неоднородности изучаемых геологических сред без петрофизической и другой вспомогательной геолого-геофизической информации и предварительных тектонических гипотез.

На заключительных этапах интерпретации гравитационных аномалий Камчатки формализованные распределения μ_z -параметра увязаны с распределением

объемной плотности в опорных разрезах путем решения стандартной 2-мерной итерационной прямой задачи гравитационного потенциала по алгоритму Голидры-Старостенко для элементарных тел с 4-угольным поперечным сечением [11]. Границами сред в региональных плотностных моделях (рис. 4 а, б) являются границы зон и областей с различным характером распределений μ_z -параметра: зоны сгущения изолиний μ_z и границы областей с разной величиной этого параметра (см. разрезы на рис. 3). Построение плотностных моделей осуществлялось в 2 этапа. На первом этапе вычислялись параметры глубинных структур (рис. 4 а, б), а на втором – остаточные аномалии, получаемые вычитанием эффектов глубинных структур из наблюдаемых кривых, увязывались с приповерхностными геологическими телами и структурами (рис. 4 в, г), с использованием данных о плотности пород [3] и геологической карты.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Центральным элементом аномального гравитационного поля Камчатки является протяженный минимум в осевой части полуострова, который коррелируется с Центрально-Камчатским вулканическим поясом (рис. 1). По представлениям [12, 42, 49], этот минимум сопровождается прогибом земной коры, существование которого, однако, не подтверждено сейсмическими наблюдениями (отсутствие профилей ГСЗ в центральных районах Камчатки). К востоку и западу от регионального минимума уровень и морфология аномального поля резко различаются: на востоке Камчатки мощные гравитационные ступени (> 50 мГл) и линейные локальные аномалии повторяют форму береговой линии, а на западе гравитационные аномалии под острым углом пересекают границу полуострова и без резких осложнений продолжаются в акваторию Охотского моря. В восточных районах полуострова дифференция локальных аномалий Буге более резкая, чем в западных районах. Существующие различия в характере гравитационных аномалий однозначно свидетельствуют о разных типах земной коры Западной и Восточной Камчатки, и уже только поэтому представления о “едином кристаллическом фундаменте” Камчатки [10, 12, 13, 24–26] вызывают возражение. Противоречат таким представлениям и современные геологические данные: на востоке Камчатки развиты комплексы меланократового фундамента (океанической коры), в котором слабо проявлены процессы гранитизации [37], а мигматиты, кристаллические сланцы, плагиограниты и гнейсы Среднего хребта сопоставляются с комплексами островных дуг [35, 39].

Гравитационными максимумами 2-го порядка (30×80 и 25×50 км) на юге Камчатки сопровождаются Срединный и Ганальский массивы метаморфических пород (рис. 1). Амплитуда “Срединной” аномалии составляет 25 мГл, а значит, при избыточной плотности метаморфических пород $0.10 \div 0.15 \text{ г/см}^3$ [3], вертикальная мощность Срединного массива не превышает 6 км. “Ганальская” же аномалия амплитудой 45 мГл имеет ясную пространственную связь с прибрежным максимумом Буге, в области которого отсутствует континентальный кристаллический сиалический слой [1, 37]. Другие локальные гравитационные максимумы (рис. 1 Б), амплитуды которых ($15 \div 20$ мГл) соизмеримы с аномалиями Срединного массива, изредка коррелируются (но редко точно совпадают) с позднемиоценовыми и палеогеновыми кремнисто-вулканогенными тектоническими покровами на востоке и западе Камчатки. Отсутствие гравитационных максимумов над некоторыми тектоническими покровами (Андриановский, Кумроч, Озерновский) может рассматриваться в качестве признака их небольшой вертикальной мощности (менее 1 км). Противоположным примером является пластина островодужных комплексов, слагающая Валагинский тектонический покров (рис. 1 А), которая сопровождается гравитационным максимумом интенсивностью более 30 мГл (рис. 1 Б), сопоставимым с аномалией над Ганальским выступом. По взаимному положению линейных максимумов Буге и сопряженных с ними тектонических пластин такой же формы и того же простирания иногда можно предположить направление и оценить величину горизонтальных перемещений покровов. Так, например, покровы Озерновский и Кумроч на востоке Камчатки (рис. 1 А), имеющие небольшую вертикальную мощность (менее 1 км), могли быть перемещены с запада на расстояние 50–70 км от глубинного основания – “корня” Озерновско-Валагинской островной дуги [20], который перекрыт миоцен-четвертичными отложениями Центрально-Камчатской депрессии (разрез 1-1 на рис. 4). По тем же признакам можно предположить восточное смещение Андриановского тектонического покрова (так его назвал Д.В. Коваленко [19, рис. 2]) относительно Срединного массива на расстояние порядка 60–70 км (рис. 1), хотя считается, что этот покров, наоборот, надвинут на метаморфиты камчатской серии [18]. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Во всяком случае, близкие формы геологических границ Срединного массива и Андриановского покрова (рис. 1) и существование постепенных направленных изменений в характере метаморфизма колпаковской и андриановской свит [35] могут быть признаком того, что в допалеоценовое вре-

мя эти структуры были совмещены в вертикальных проекциях.

Предположению срыва и горизонтального перемещения тектонических покровов, сложенных, в большинстве своем, островодужными комплексами [19, 20, 35, 39, 46], не противоречит тонкая (чешуйчатая) расслоенность этих образований [37]. Восточный вектор смещения приповерхностных структур может быть связан с постколлизийными (палеоцен-миоценовыми) рифтогенными процессами на территории Западной Камчатки [6] и в Восточно-Охотоморской структуре растяжения литосферы [31, 32, 42].

Взаимоотношения мел-эоценовых автохтонных терригенных комплексов [26] с перекрывающими их миоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями плохо выражены в гравитационных аномалиях (рис. 1 Б), в связи с чем традиционное плотностное моделирование этой глубинной границы возможно только на локальных участках, при наличии дополнительной (петрофизической, электроразведочной или сейсмической) информации. Возможно поэтому Г.П. Декин и М.И. Зубин [12] при построении схемы рельефа кровли меловых комплексов, которые в настоящее время объединяются с палеогеновыми [1, 22], пользовались осредненными значениями гравитационных аномалий, сопоставляемыми с глубиной залегания подошвы миоцен-четвертичных отложений по данным ГСЗ. Из рассмотренных данных можно сделать три основных вывода:

1. Наилучшим образом в гравитационных аномалиях отображаются позднекайнозойские вулканические структуры (гравитационные минимумы) и выступы допозднемиоценовых метаморфических комплексов (максимумы). Менее определенной является связь гравитационных максимумов с тектоническими покровами и островодужными комплексами.

2. Глубинная граница между мел-палеогеновыми терригенными комплексами, автохтонное залегание которых [26] далеко не всеми признается [1, 37, 39], и перекрывающими их миоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными комплексами наложенных впадин в гравитационных аномалиях рассматриваемого ранга (рис. 1 А) не выражена.

3. Земная кора под восточными и западными районами Камчатского полуострова имеет разное тектоническое происхождение и вещественный состав. Этот вывод противоречит большей части глубинных геофизических моделей земной коры Камчатки, однако полностью согласуется с геологическими наблюдениями в последние 10–15 лет [1, 5, 37].

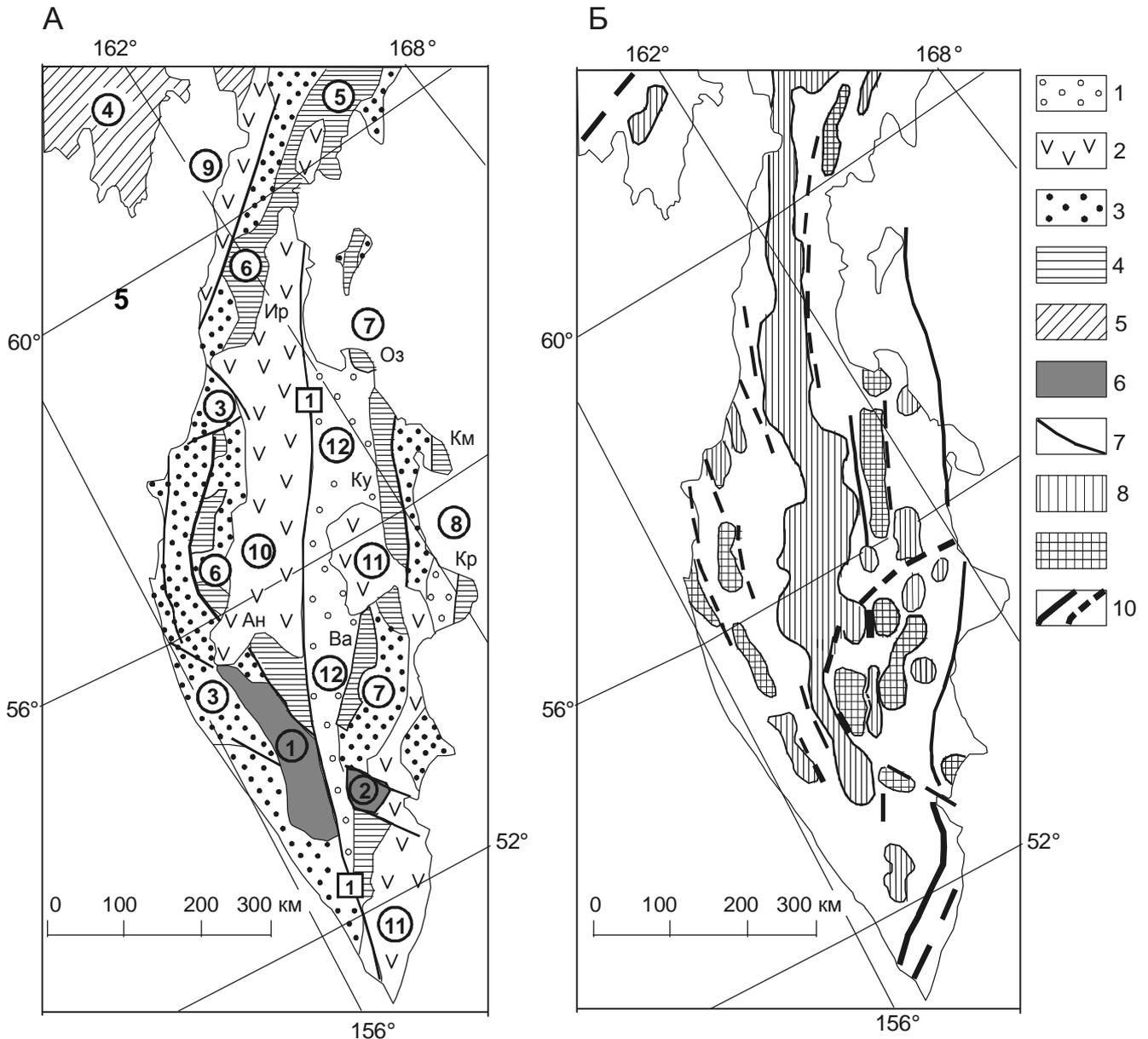


Рис. 1. Тектоническая схема (А)* и гравитационные аномалии (Б) Камчатки

1 – миоцен-четвертичные терригенные комплексы; 2 – позднекайнозойские (олигоцен-четвертичные) вулканические образования; 3 – меловые и палеогеновые, преимущественно терригенные комплексы; 4 – мел-палеогеновые кремнисто-вулканогенные тектонические покровы; 5 – мезозойские комплексы Корякской аккреционно-складчатой системы; 6 – допозднемеловые метаморфические комплексы; 7 – разломы; 8–9 – минимумы (8) и максимумы (9) аномалий Буге; 10 – зоны высоких горизонтальных градиентов аномалий Буге интенсивностью более 50 мГл (сплошные линии) и 30–50 мГл (пунктир).

Обозначения структурных элементов: массивы метаморфических пород: 1 – Срединный, 2 – Ганальский; 3–5 – складчатые системы: Западно-Камчатская (3), Тайгоносско-Корякская (4) и Корякско-Камчатская (5), 6–8 – палеоостровные дуги: Западно-Камчатская (6), Озерновско-Валагинская (7), Кроноцкая (8); 9–11 – вулканические пояса: Западно-Корякско-Камчатский (9), Центрально-Камчатский (10), Восточно-Камчатский (11); 12 – Центрально-Камчатская депрессия. Тектонические покровы: Ир – Ирунейский, Ан – Андриановский, Ва – Валагинский, Ку – Кумроч, Оз – Озерновский, Км – Камчатского Мыса, Кр – Кроноцкий. Обозначение разлома (цифра в квадрате): 1 – Центральный разлом.

* Тектоническая основа Г.Е. Некрасова [26] с дополнениями по Е.А. Константиновской [20], Д.В. Коваленко [19] и В.Д. Чеховичу, А.Н. Сухову [45].

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ

Пространственное распределение элементарных источников гравитационных аномалий в среднем слое земной коры Камчатского полуострова (рис. 2 А) обнаруживает связь поднятий в рельефе условной тектонической границы с позднекайнозойскими наложенными структурами: Центральнo-Камчатским вулканическим поясом, впадинами ТИНРО и Шелехова в Охотском море – и не обнаруживают таковую под Срединно-Камчатской депрессией и Восточно-Камчатским вулканическим поясом. Выявленная закономерность, с одной стороны, еще раз свидетельствует о разных типах земной коры восточных и западных районов Камчатки, с другой – является признаком внутрикоровой изостатической уравновешенности Центральнo-Камчатского вулканического пояса и рифтогенных впадин в северо-восточной части Охотского моря, которая в континентальных районах выражается поднятиями нижнекорового слоя и сокращением мощности коры под мезозойскими и кайнозойскими наложенными впадинами [23, 30], а в акваториях морей – под глубоководными котловинами [36, 42, 43]. В зоне новейших (плейстоцен-голоценовых) вулканических проявлений восточной Камчатки в настоящее время происходит извержение и накопление на земной поверхности низкоплотных вулканических масс, объем которых, по-видимому, еще не достаточен для “запуска” глубинного процесса их изостатической компенсации. Косвенно это подтверждается сравнением площадей развития вулканических пород в Центральном и Восточном вулканических поясах Камчатки на геологических картах. Средний сиалический (“гранитно-метаморфический”) слой земной коры субконтинентального типа, при сокращении мощности которого, как правило, осуществляется гравитационная компенсация приповерхностных впадин континентов [23] и окраинных морей [36, 42, 43], в восточных районах Камчатского полуострова, как будет видно из последующего изложения (рис. 4), пока не сформировался.

В результате формализованной инаприорной расчетной процедуры в нижнем слое земной коры выявлено отчетливое увеличение глубины залегания аномальных масс под центральными и западными районами Камчатки (рис. 2 Б), а максимальное погружение плотностных неоднородностей этого уровня наблюдается под Западно-Камчатской складчатой [19, 26], или аккреционно-складчатой [5], системой и прилегающим шельфом Охотского моря. Менее выраженное погружение нижнекоровых гравитирующих масс на юге полуострова совпадает с расположением

массивов метаморфических комплексов (рис. 1). Такое распределение плотностных неоднородностей соответствует данным МОВЗ об увеличении мощности земной коры под западными районами Камчатки, где взаимное положение верхне- и нижнекоровых скоростных границ характеризуется инверсными отношениями [7, рис. 3], типичными для структур сжатия, а не структур унаследованного прогибания границ раздела земной коры. Полученные данные, таким образом, свидетельствуют об асимметрии (относительных горизонтальных смещениях) глубинных и приповерхностных структур земной коры Камчатского полуострова и противоречат широко распространенным моделям прогибания подошвы коры под центральными районами Камчатки [12, 21, 42, 49].

В нижнем слое литосферы (рис. 2 В) прогиб условной гравитирующей границы под Западно-Камчатской аккреционно-складчатой системой смещен в акваторию Охотского моря, что может быть следствием поддвижения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую [5]. По полученным данным, амплитуда горизонтального смещения литосферного прогиба (рис. 2 В) относительно корового (рис. 2 Б) составляет 150–170 км. В северо-восточных районах Охотского моря наблюдается линейная зона вероятного утонения литосферы, простирающаяся далеко на юго-запад, до смыкания с Южно-Охотской впадиной [31, 32], и далеко на северо-восток – до Анадырской впадины [34]. Эта зона связывается с позднекайнозойской рифтогенной структурой растяжения [31, 34]. В результате сравнения схем (рис. 2 Б и 2 В) можно предположить направленное увеличение мощности земной коры и литосферы под восточной частью полуострова с востока на запад. Резкое утолщение земной коры и литосферы в западных районах Камчатки, по-видимому, связано с процессами коллизии литосферных сегментов и аккрецией флишевых и турбидитовых комплексов при закрытии альб-кампанского [5] задугового глубоководного бассейна.

Рассмотренные выше структурные особенности глубинного строения Камчатки дополняются ее вещественными характеристиками на основе объемной модели: $\mu_z(x, y, H_k)$. По полученным данным (рис. 3, схема), корово-мантийный, или подкоровый слой верхней мантии в восточных районах Камчатки характеризуется высокими значениями градиента плотности ($\mu_z > 25$ ед.) и может соответствовать жестким тектоническим пластинам океанического происхождения. Пространственная морфология аномалий градиента плотности в срезе $H_k = 20$ км позволяет предположить существование двух таких пластин (слэбов), продвинутых на расстояние 150–200 км под территорию Восточной Камчатки со стороны Тихо-

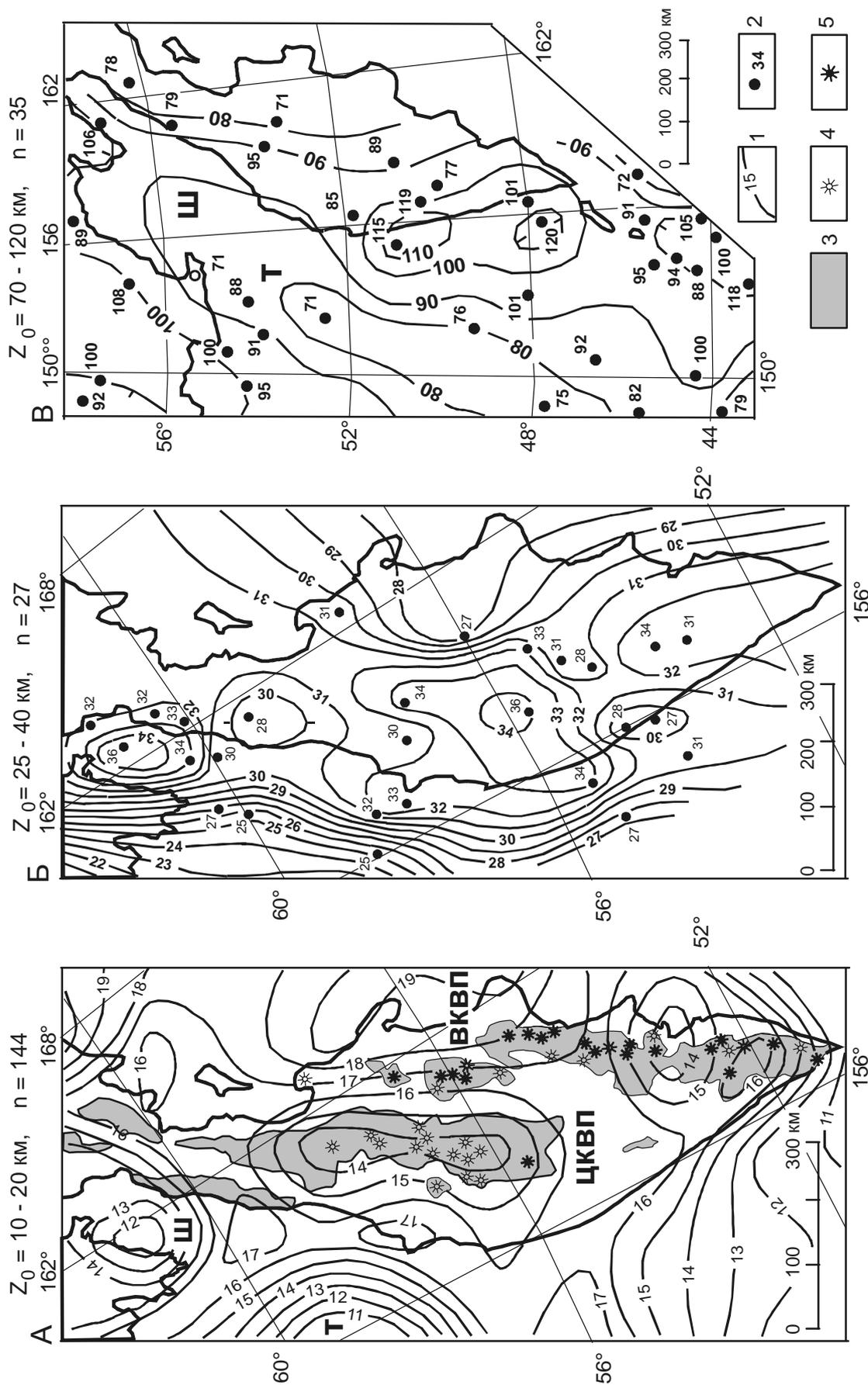


Рис. 2. Схемы пространственных распределений плотностных неоднородностей в верхнекором (А), нижнекором (Б) и нижнем литосферном (В) слоях тектоносферы Прикамчатского региона

1 – изоглибины залегания центров гравитирующих масс (Z_0), км; 2 – точки расчета с указанием глубины центра аномальных масс, км; 3 – вулканические пояса (на схеме А), 4–5 – вулканы: раннецвертвичные (4) и действующие (5), n – число расчетных точек.

Обозначения структурных элементов: вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский; впадины Охотского моря: Ш – Шелехова, Т – ТИПРО.

океанской плиты. Западной границей зоны поддвига является Центральный глубинный разлом (рис. 1). Территория Западной Камчатки с прилегающим шельфом характеризуется аномально низкими значениями параметра μ_z в среднем и нижнем слоях земной коры (рис. 3), что может быть связано с существованием здесь обширной зоны дробления и частичного плавления этих слоев. Такое предположение подтверждается пространственной связью низких значений μ_z с аномалиями электропроводности под Центрально-Камчатским вулканическим поясом и Ключевской группой действующих вулканов в разрезе 1-1 (рис. 3) и зонами частичного плавления в нижнем слое земной коры и астеносфере (результаты теплового моделирования) в близлежащих районах Охотского моря [34, 42]. В южных районах Камчатки минимум градиента плотности (рис. 3, схема) коррелируется с областью проявления позднекайнозойского вулканизма – Паужетской вулкано-тектонической структурой [13].

Различие типов земной коры на западе и востоке Камчатки ясно проявлено в вертикальных разрезах $\mu_z(x, z)$ до глубины 50 км по профилям 1-1 и 2-2 (рис. 3). В разрезе 2-2 на востоке полуострова высокими значениями градиента плотности ($\mu_z = 20\text{--}40$ ед.) отображается корово-мантийная пластина вертикальной мощностью 25–30 км (кровля пластины залегает на глубине 15 км), западный край которой наклонен под Срединный хребет. В западных районах Камчатки и прилегающем шельфе кровля этого слоя располагается на глубине 45–50 км, где коррелируется с подошвой земной коры по сейсмическим данным [7, 17]. В крайней западной (морской) части разреза 2-2, в интервале глубин 12–28 км (рис. 3), наблюдается зона повышенных значений градиента плотности ($\mu_z > 15$ ед.), пространственное положение которой соответствует сиалическому кристаллическому слою Охотоморской плиты [16, 43]. Судя по отсутствию аномалий μ_z -параметра, жесткость среднего и нижнего слоев земной коры в пределах Охотоморского шельфа Камчатки (интервал профиля: $x = 120\text{--}300$ км) значительно ослаблена. Таким образом, разрез 2-2 дополняет (в вертикальной проекции) сделанное выше предположение о том, что земная кора здесь может быть раздроблена или частично расплавлена в результате коллизии Охотоморской плиты с Тихоокеанской [5] или Западно-Камчатской [4] плитой, либо – с позднемеловой палеоостровной дугой [19, 20, 45].

Разрез 1-1 расположен субпараллельно северному краю одного из океанических слэбов на востоке полуострова (рис. 3, схема), поэтому здесь наблюдается менее выраженная наклонная зона сгущения

изолиний μ_z , однако граница резкой смены типа разреза $\mu_z(x, H_k)$ на профиле 1-1 также приурочена к Центральному разлому. В западной части разреза относительно более “жесткий” слой ($\mu_z > 15$ ед.) на глубине 8–10 км мощностью 10–12 км, пространственные параметры которого, так же как и в разрезе 2-2, близки к среднекоровому (сиалическому) слою земной коры Охотского моря, простирается на расстояние 120–130 км под территорией Западной Камчатки. Возможно, последний поддвинут под слабо литифицированные альб-кампанские флишевые и турбидитовые комплексы прикамчатского охотоморского шельфа и Западной Камчатки и надвинут на подстилающие их мафические комплексы океанической коры.

В результате анализа пространственных распределений плотностных неоднородностей в тектоносфере Камчатки и прилегающих районов Охотского моря можно сделать несколько промежуточных выводов:

1. Глубинные структуры земной коры Камчатки смещены (асимметричны) относительно приповерхностных геологических структур, что объясняется высокой подвижностью верхнекоровых тектоно-формационных комплексов в процессе их формирования и консолидации (поздний мел–эоцен). Максимальное прогибание подошвы земной коры и литосферы следует ожидать не в центральных, а в западных районах Камчатки.

2. Состав и глубинное строение тектоносферы в восточных и западных районах Камчатки резко различны. К востоку от Центрального разлома на глубине 15–20 км залегают жесткие кристаллические пластины верхней мантии, либо переходного слоя “кора–мантия”. Близкий по плотностным характеристикам слой верхней мантии в западных районах полуострова залегает на глубине более 40 км и пространственно не коррелируется с плотностными неоднородностями Восточной Камчатки (рис. 3). Земная кора западных районов Камчатки и прилегающего шельфа имеет трехслойное строение, близкое к строению коры континентальных районов и окраинных морей.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Элементы пространственных распределений плотностных неоднородностей, выявленные в результате формальных и не связанных с предварительными гипотезами расчетных процедур (рис. 2, 3), на завершающем этапе интерпретации гравитационных аномалий использованы в качестве моделей нулевого приближения для построения традиционных плотностных моделей земной коры и верхней мантии Камчатки

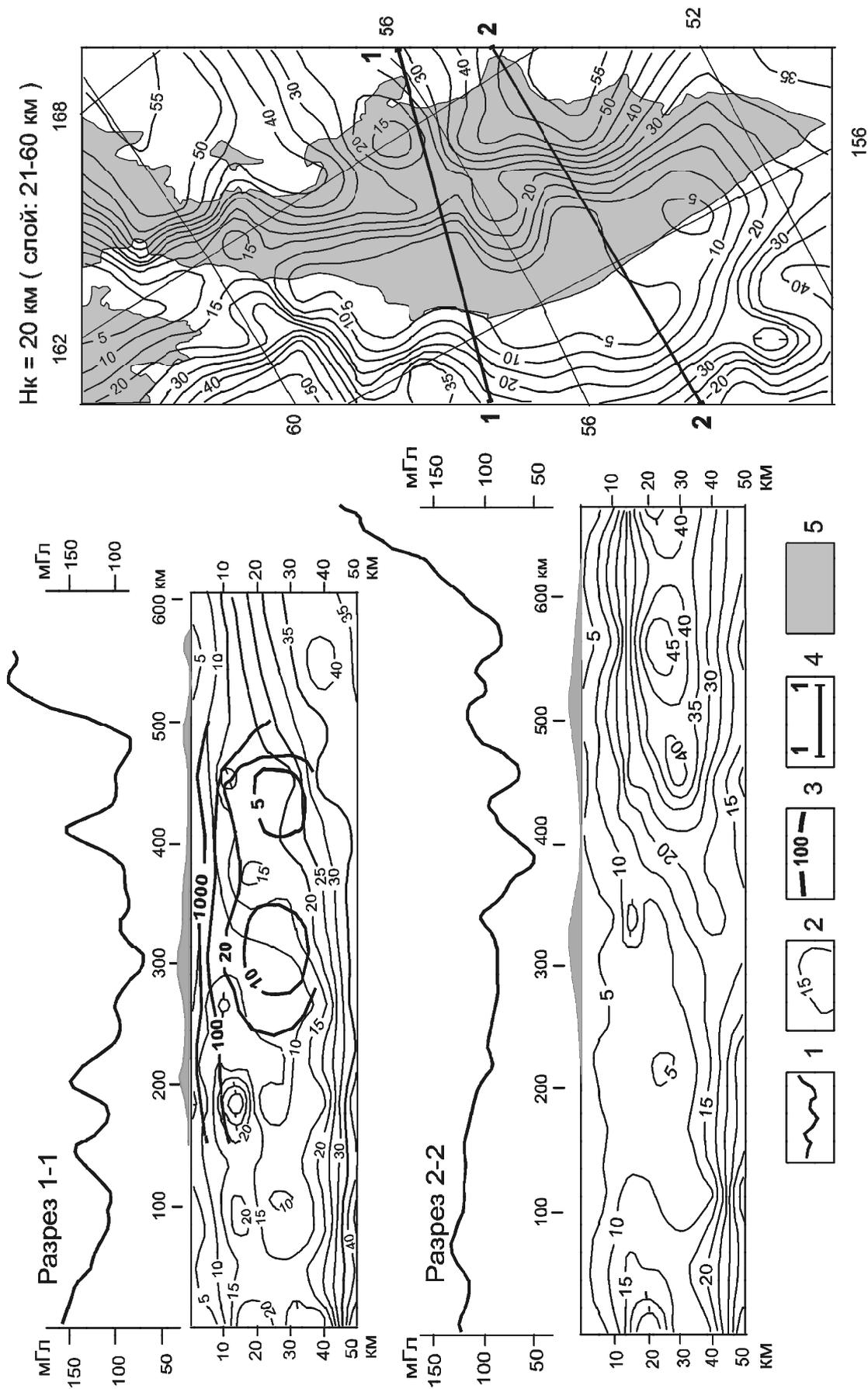


Рис. 3. Схема аномалий вертикального градиента поверхностной плотности (μ_z) среднеровного слоя в срезе Нк = 20 км с разрезами 1-1 и 2-2.

1 – графики аномалий Буге в условном уровне; 2 – изолинии градиента поверхностной плотности, 10^{-2} кг/м²/км; 3 – изолинии электрического сопротивления (ом·м) по данным МТЗ [25]; 4 – линии разрезов на схеме; 5 – суша.

(рис. 4). В качестве границ гравитационно-активных тел и структур (блоков, слоев) в этих моделях приняты зоны сгущения изолиний μ_z -параметра и границы областей с различным характером его распределений (рис. 3). Таким образом, построение плотностных разрезов (рис. 4) представляет собой поиск распределений плотности, удовлетворяющих закрепленным пространственным границам плотностных неоднородностей и наблюдаемым аномалиям силы тяжести: стандартную нелинейную обратную задачу гравитационного потенциала. По полученным данным, в разрезе 1-1 (рис. 4 а), в центральных и восточных районах полуострова, нижний (мафический) слой земной коры полого наклонен с востока на запад, а мощность его возрастает в том же направлении. На океанической коре залегают меловые и палеогеновые вулканогенно-кремнистые и терригенные комплексы. Метаморфические сиалические комплексы, подобные среднему слою “охотоморской” коры, в этом разрезе не простираются восточнее координаты профиля: $x = 230$ км (70 км от охотоморского побережья Камчатки), а в земной коре Центральной Камчатки эти комплексы могут присутствовать только в форме небольших пластин вертикальной мощностью не более 6–8 км.

Латеральная плотностная неоднородность нижнекорового слоя отчетливо связана с позднекайнозойскими вулканическими поясами, которые сопровождаются зонами разуплотнения (рис. 4 а) и аномальной проводимости (рис. 3) на глубинах от 20 до 35–40 км. Интенсивный (более 50 мГл) максимум Буге, разделяющий Центральный и Восточный вулканические пояса (рис. 4 а), вероятнее всего, обусловлен скрытым выступом меланократового фундамента, подобным Ганальскому массиву, поскольку расчетная плотность этого выступа (2.80 г/см^3) близка к плотности нижнекорового слоя. Земная кора Западной Камчатки и прилегающих районов Охотского моря имеет иное, типично субконтинентальное, трехслойное строение (рис. 4 а). Средний слой коры мощностью 17–18 км, расчетная плотность которого соответствует плотности кристаллического сиалического слоя Охотоморской литосферной плиты [43], выдвинут здесь в восточном направлении, возможно он надвинут на мафическое основание меловых и палеогеновых аккреционно-складчатых комплексов – нижний слой океанической коры, который характеризуется здесь пониженной вязкостью, или частично расплавлен.

В плотностной модели по профилю 2-2 (рис. 4 б) повторяются три главные особенности, выявленные в разрезе 1-1: а) строение земной коры восточных и за-

падных районов Камчатки резко различается; б) наблюдается разуплотнение нижнекорового слоя под Центральной и Восточной Камчаткой (до 2.82 г/см^3), в зоне сближения Восточно- и Центрально-Камчатского вулканических поясов; в) сиалический кристаллический слой Охотоморской плиты ступенчато надвинут на нижний слой земной коры Западной и Центральной Камчатки. Подкорковый слой верхней мантии (или переходный слой “кора–мантия”?) на востоке Камчатки представляет собой пластину с наклонной фронтальной гранью, вероятно, поддвинутую под центральные районы полуострова. Результаты плотностного моделирования по этому профилю не отрицают возможность глубинной связи Среднего массива метаморфических пород с сиалическим кристаллическим слоем Охотоморской плиты (рис. 4 б), однако пониженная, относительно сиалического слоя Охотоморской плиты, плотность Среднего массива (на рис. 4 г), симметрично обрамляемого еще более низкоплотными блоками, является признаком его иного (возможно – островодужного) происхождения. Об этом же свидетельствует понижение здесь плотности нижнекорового слоя до 2.80 г/см^3 , похожее на разуплотнение нижнекорового слоя под Озерновско-Валагинской палеоостровной дугой (2.77 г/см^3) на разрезе 1-1 (рис. 4 а). Отметим, что расчетная плотность Среднего массива (2.72 г/см^3), вычисленная в его геологических контурах по гравитационной аномалии, точно соответствует результатам петрофизического опробования камчатской и ирунейской свит ($2.71–2.72 \text{ г/см}^3$ [3]).

Поскольку локальные выступы и утолщения сиалического субкристаллического (или “гранитно-метаморфического”) слоя характерны для большинства современных островных дуг Западно-Тихоокеанской окраины [36], можно предположить, что Средний массив также представляет собой перемещенный [19, 38, 46] или эксгумированный в зоне коллизии [20, 49] фрагмент метаморфического комплекса основания палеоостровной дуги. Полученные данные, таким образом, лучше всего согласуются с гипотезой А.В. Рихтера [35] и противоречат отнесению камчатской и колпаковской серий к фундаменту аккреционно-складчатых комплексов Камчатки – “гранитно-метаморфическому” слою земной коры. Рассмотренные плотностные модели (рис. 4 а, б) отвергают гипотезу прогибания земной коры под центральными районами Камчатки [12, 42, 49]. Глубинное строение этого полуострова характеризуется отчетливыми признаками послонных горизонтальных перемещений тектонических комплексов, обусловленных встречно-направленной коллизией среднекорового сиалического (во-

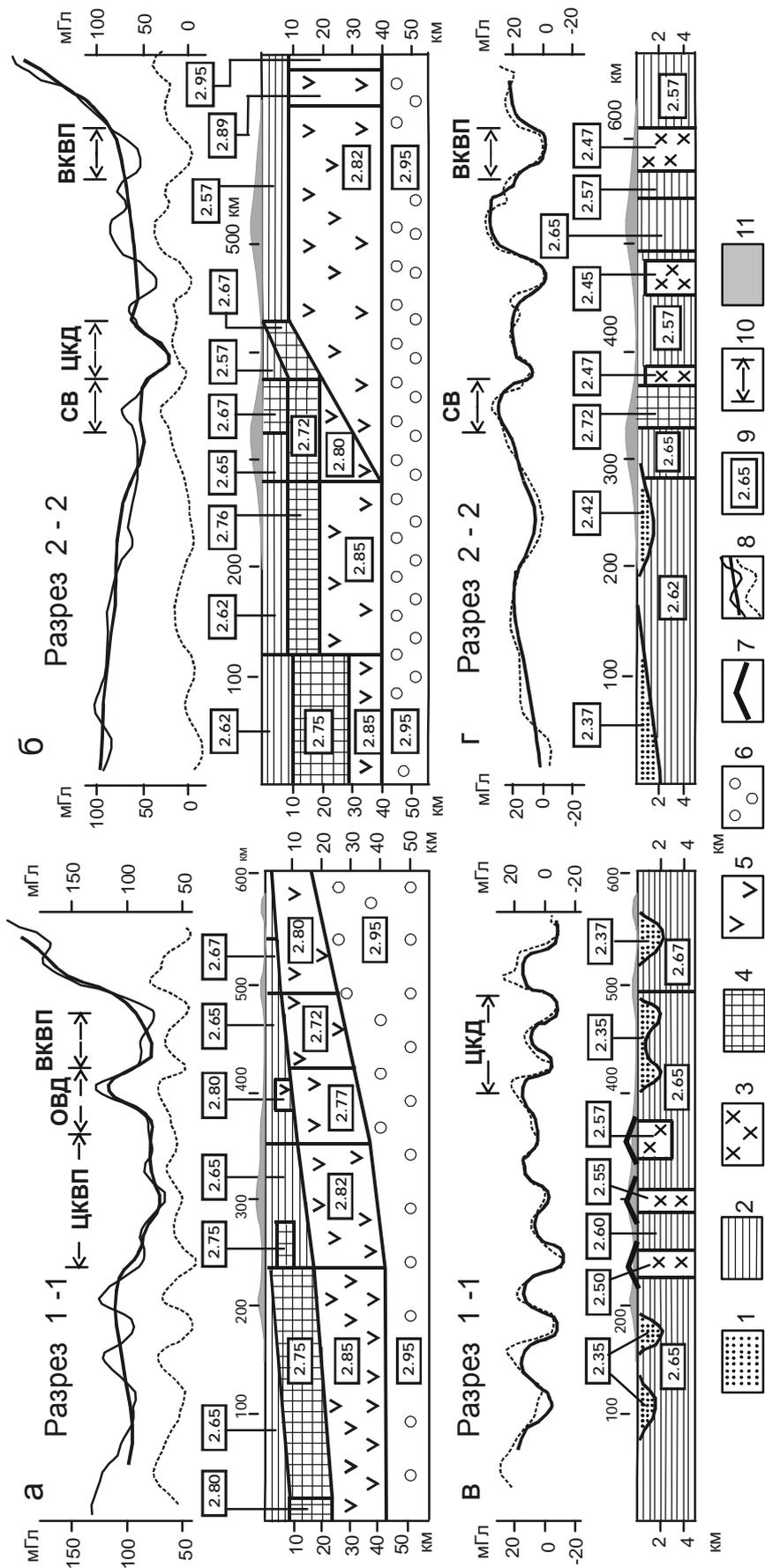


Рис. 4. Плотностные модели земной коры Камчатки (а, б) и ее приповерхностного слоя (в, г)

1 – эоцен-четвертичные терригенные комплексы наложенных впадин; 2 – позднемоловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – позднекайнозойские вулканы; 4 – “гранитно-метаморфический” слой; 5 – нижний (мафический) слой земной коры и переходный слой “кора-мантя”; 6 – верхняя мантя; 7 – вулканы; 8 – графики аномалий Буге: наблюдаемые (тонкая линия), расчетные (толстая линия) и разностные (пунктир); 9 – расчетная плотность комплексов, г / см³; 10 – границы тектонических структур на разрезах; 11 – суша.

Обозначения структурных элементов: вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский; СВ – Срединный выступ метаморфических пород; ЦКД – Центрально-Камчатская депрессия; ОВД – Озерновско-Валагинская дуга.

сточный вектор перемещений) и подкорового мафического (западный вектор) слоев земной коры. Близкими, к описанным, особенностями глубинного строения характеризуется Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система, аналогичные тектонические процессы в пределах которой происходили 70–90 млн лет назад. Там, как и на Камчатке, в верхних горизонтах коры широко распространены тектонические покровы, микститовые и олистостромовые комплексы, происхождение которых связывается с геодинамикой встречных структурных клиньев (сиалического среднекорового со стороны континента и мафического нижнекорового со стороны окраинного моря) в обстановке коллизии Амурского палеоконтинента с Тихоокеанской литосферной плитой [48].

Моделирование плотностных неоднородностей в приповерхностном слое земной коры до глубины 5 км (рис. 4 в, г) осуществлено по разностным аномалиям Буге, полученным вычитанием из наблюдаемых аномалий гравитационных эффектов глубинных структур (рис. 4 а, б). В этих моделях (рис. 4 в, г) локальные гравитационные минимумы четко увязываются с палеовулканическими постройками (вулканами) и позднекайнозойскими наложенными депрессиями. Увязка расчетных параметров приповерхностных тел и структур со средними плотностными характеристиками комплексов, определенными в результате лабораторного опробования образцов горных пород [3]: мел-палеогеновых терригенных ($2.57\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$), неогеновых вулканогенных ($2.46\text{--}2.55 \text{ г/см}^3$) и миоцен-четвертичных терригенных ($2.20\text{--}2.40 \text{ г/см}^3$), – приводит к выводу о разуплотнении верхней мантии под Камчатским полуостровом до 2.95 г/см^3 , что соответствует сейсмическим данным [10, 14] о понижении скорости сейсмических волн в переходной зоне “кора–мантия” до $7.4\text{--}7.8 \text{ км/с}$. Рассмотренные модели, таким образом, представляют собой взаимоувязанную систему гравиметрических, сейсмических и петрофизических данных.

ВЫВОДЫ

Пространственные распределения структурных и вещественных гравитационных неоднородностей в тектоносфере Камчатки до глубины 120 км в общих чертах подтверждают и дополняют выводы тех исследователей [1, 4, 5, 19, 20, 27, 37], которые предполагают коллизионную природу земной коры этого окраинно-материкового района. Но кроме того, принципиально новая тектоническая интерпретация гравитационных аномалий, выполненная на основе инаприорных формализованных и внутренне однозначных расчетных процедур, позволила получить дополнительную информацию о глубинном строении и кайнозой-

ской геодинамике земной коры Камчатского полуострова, способствующую объективным (не связанным с предварительными тектоническими концепциями) оценкам дискуссионных элементов тектонических моделей. Эта информация предлагается геологам-тектонистам для дальнейшего анализа и сводится к следующему:

1. Территория Камчатки четко разделяется по двум типам земной коры: субконтинентальному и океаническому. Первый тип распространен на территории Западной Камчатки, в прибрежной полосе шириной 70–120 км, где коррелируется с субконтинентальной корой Охотоморской плиты. На большей же части полуострова ниже глубины 15–20 км распространена океаническая кора, на которой залегают мел-палеогеновые терригенные (аккреционные) и кремнисто-вулканогенные (покровные) комплексы, общая мощность которых нарастает в западном направлении. Широкое присутствие в земной коре Центральной и Восточной Камчатки метаморфических комплексов, подобных Срединному массиву, маловероятно. Последние могут встречаться здесь в форме небольших по размерам пластин – перемещенных фрагментов палеоостровных дуг или обломков Охотоморской плиты.

2. Латеральная неоднородность земной коры Камчатки отчетливо связана с позднекайнозойскими вулканическими процессами: наблюдается уменьшение плотностных характеристик нижнекорового слоя (плотности и градиента плотности) под вулканическими поясами. В верхних горизонтах коры локальные гравитационные минимумы совмещаются с вулканотектоническими структурами (вулканами и сопровождающими их кальдерами).

3. Пространственные взаимоотношения верхнекорового, среднекорового и подкорового слоев в тектоносфере Камчатки являются результатом встречно-направленных тектонических напряжений. Восточный, постколлизионный, вектор горизонтальных перемещений тектонических покровов (Андриановского, Кумроч, Озерновского) предполагается по их закономерному смещению на 70–80 км относительно контуров близких к ним по форме гравитационных аномалий. Это вектор может быть связан с рифтогенными процессами в Восточно-Охотоморской зоне растяжения. Западный вектор перемещения нижнекоровых и подкоровых плотностных неоднородностей в восточных районах Камчатки выражен в клиновидной форме (рис. 3, 4 а, б) жестких субокеанических пластин, приуроченных к разделу “кора–мантия” и поддвинутых под относительно более пластичные мел-эоценовые терригенные комплексы на расстояние до 200 км от восточного побережья полуострова. На такое же расстояние смещена структура сжатия в

нижнем слое литосферы относительно корового прогиба на западе Камчатки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор глубоко благодарен А.Д. Соколову за ценные замечания и советы, которые помогли автору точнее сориентироваться в проблемных вопросах тектоники Камчатки, и Ю.Я. Вашилову, по замечаниям которого была существенно улучшена методическая часть статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.А. Особенности сейсмических моделей под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115–122.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.И. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер И. Дж., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
6. Бондаренко Г.Е., Хоуриган Дж. Тектоника Срединно-Камчатского выступа, полуостров Камчатка // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы. М.: Науч. мир, 2001. С. 499–500.
7. Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. геология. 1977. № 5. С. 140–148.
8. Вашилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии // М.: Наука, 1984. 240 с.
9. Вашилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
10. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
11. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
12. Декин Г.П., Зубин М.И. Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки // Геофизические поля Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976. С. 44–55. (Тр. Сах. КНИИ; Вып. 42).
13. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
14. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 13–28.
15. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
16. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (Прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск, 2002. 97 с.
17. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г., Мишин В.В., Белоусов С.П. Глубинные сейсмические исследования МОВЗ в структурах обрамления Охотского моря (Курилы, Камчатка, Сахалин) // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Т. 1. (Материалы междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г.). Южно-Сахалинск, 2002. С. 43–44.
18. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Коуриган Дж. К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
19. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–91.
20. Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–81.
21. Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГИГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
22. Косыгин Ю.А. Тектоника. М. Недра, 1983. 536 с.
23. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 247с.
24. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 64–70.
25. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
26. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
27. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
28. Петрищевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 100–106.
29. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
30. Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
31. Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Тектоническая расслоенность и структуры верхней мантии Охотоморского региона // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 67–71.
32. Петрищевский А.М. “Теневые” гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.
33. Петрищевский А.М. Глубинная структура и кайнозойская

- геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы Всероссийского совещания "Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты", 20–23 сентября 2005 г. Иркутск. Иркутск: СО РАН, 2005. С. 60–63.
34. Петрищевский А.М. Гравитационная томография тектоносферы Дальнего Востока России в классе сферических источников // Геофизика. 2005. № 5. С. 47–57.
35. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
36. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1979. 152 с.
37. Соколов А.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
38. Соколов А.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексюткин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
39. Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
40. Страхов В.Н. К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 2. С. 38–49.
41. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3 – 20.
42. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: РАН. Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
43. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
44. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 137 с.
45. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О позднемеловой Западно-Камчатской островной дуге // Тектоника земной коры и верхней мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М.: ГЕОС, 2005. С. 331–334.
46. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной пачифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
47. Шилов Н.А., Вашилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 12–28.
48. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
49. Brandon M., Levin V., Park J. New data on the crustal structure of Kamchatka, with implication for the formation and exhumation of the Sredinny metamorphic terrane // 7th Zonenshain conference of plate tectonics. Abstracts. М.: Nauchnyi Mir, 2001. С. 501.

Поступила в редакцию 20 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.M. Petrishchevsky

Tectonic interpretation of density heterogeneities in the crust and upper mantle of Kamchatka

The spatial and retrospective relations of the deep gravity discontinuities of the near-Kamchatka tectonosphere with the superficial tectonic complexes and structures are analyzed. The Earth's crust in the western areas of Kamchatka and the adjacent shelf is characterized by a 3-layer structure, and it is correlated with the Okhotsk Sea type crust. The Cretaceous-Eocene terrigenous and volcanogenic-cherty complexes east of the Kamchatka Central Fault occur on the mafic crystalline layer of oceanic crust. The Central and Eastern volcanic belts of Kamchatka are accompanied with the decreased density of this layer. The wide presence of metamorphic complexes in the crust of Central and Eastern Kamchatka similar to the complexes on the Sredinny massif is improbable. The latter can occur there in the form of small plates of a thickness less than 8 km, displaced fragments of paleoisland arcs or parts of the Okhotsk Sea Plate. Thickenings of the crust and lithosphere density heterogeneities in the western areas of Kamchatka are established. By comparison of superficial elements with different-level deep structures, the features of eastward post-collisional horizontal displacements of the upper crust tectonic masses and the opposite, westward movements of the upper mantle heterogeneities are revealed.

Key words: Kamchatka, tectonosphere, gravity modeling.

ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РЕЛЬЕФ

Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Формулируется представление о двух образах (понятиях) земной поверхности: геометрическом (математическом) и физическом. В геометрическом понимании земная поверхность является образованием, не имеющем толщины (изогнутая плоскость). В соответствии с теорией физики поверхностей, земная поверхность представляет собой граничный слой переменной мощности, и главными ее элементами являются зона расчленения (рельефа земной поверхности) и зона разрушения литосферы, обеспечивающие взаимодействие с ней атмосферы, гидросферы и криосферы. Рельефу земной поверхности свойственны ярусность (преимущественно в Южном полушарии) или поясность, сочетание форм расчленения и выравнивания, которые разделяются на поверхности и ступени выравнивания.

Ключевые слова: земная поверхность, рельеф земной поверхности, поверхность выравнивания, поясность и ярусность рельефа.

ВВЕДЕНИЕ

Представим мысленно следующую картину: камень или валун, лежащий на земле. Формула “на земле” здесь воспроизведена не случайно. Что же представляет собой этот валун? Он – часть земной поверхности? Или он лежит на земной поверхности? Эта ситуация ясно уподобляется таковой, описанной Д. Томсоном [16]: заданные вопросы предопределяют на них ответы. И ответа здесь тоже два, и эти последние имеют важные следствия, определяющие взгляд геоморфолога на земную поверхность и на ее рельеф.

Если мы скажем, что валун лежит на земной поверхности, то такой ответ определяет наш взгляд на нее как на действительно поверхность, “тело без толщины”, и именно в таком качестве мы ее изучаем, осуществляя, например, специальные морфометрические преобразования топографических карт. В таких случаях мы используем геометрический (математический, в широком смысле) образ или понятие о земной поверхности. Но если мы в ответе скажем, что валун есть часть земной поверхности, в состав таковой мы должны включить и другие валуны или вообще обломки – и выступающие над земной поверхностью, и, в том числе, не видимые на земле. То есть обломки или частицы слоя рыхлых отложений, коры выветривания, оказываются частью земной поверхности, размеры которой при этом увеличиваются во много раз по сравнению с ее горизонтальной проекцией (рис. 1).

Здесь земная поверхность при этом обретает не вообще три пространственных измерения, а и превращается в некий слой, увеличивающий контакт литосферы с внешними подвижными геосферами, которые в данном случае может быть удобно называть стихиями. Одним из обычных следствий такого ответа на заданный вопрос, такого научного подхода является то, что в свои геоморфологические построения мы вводим, в частности, понятие и информацию о коррелятивных отложениях или конформных образованиях, и представление о земной поверхности здесь принимает объемное содержание.

Если кратко охарактеризовать данную ситуацию, то следует сказать, что здесь мы придаем понятию о земной поверхности физический смысл в полном соответствии с теорией физики поверхностей, которая утверждает, что поверхности раздела сред есть некоторые слои, в которых контактирующие среды имеют особенную структуру и особые же приграничные состояния [1, 2, 8]. В сущности, здесь геоморфология анализирует земную поверхность, уподобляясь физике поверхностей на макроуровнях иерархической структуры универсума. И появляется проблема – как определить, найти или предложить ограничения этого “слоя земной поверхности?” Верхнее ограничение этого слоя земной поверхности можно определить более или менее определенно – оно приближено к вершинной поверхности, касательной максимальным отметкам рельефа. Именно ниже этой поверхности, естественно геометрически, приземные части подвижных геосфер обретают особенные свойства и со-

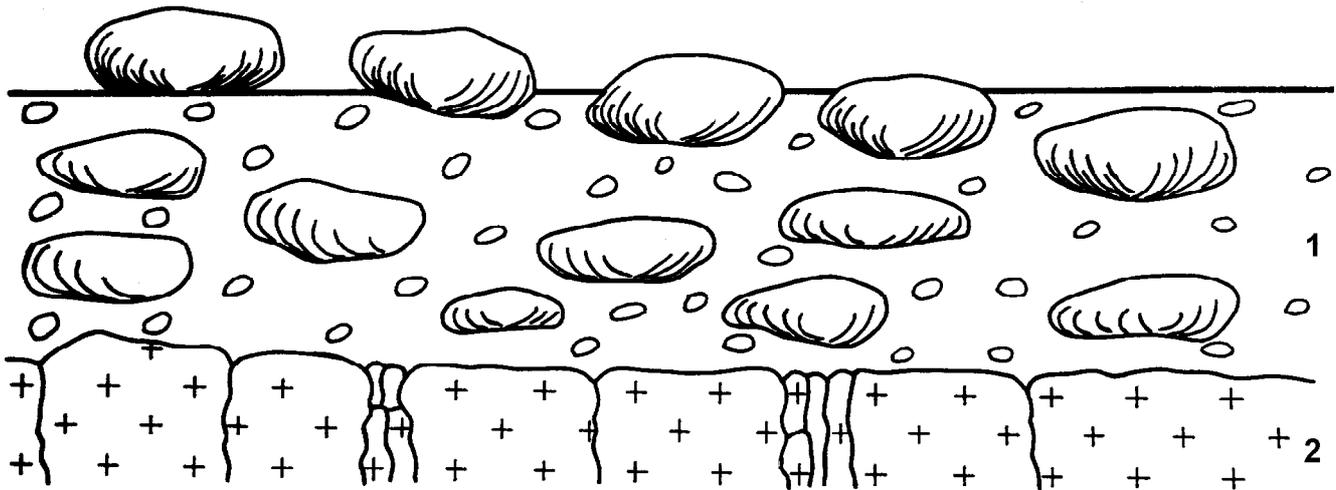


Рис. 1. Валун и валуны на земной поверхности и в земной поверхности.

1 – рыхлые отложения; 2 – скальные породы.

стояния. Это микроклиматические особенности атмосферы в понижениях рельефа, местные ветра и осадки и прочее. Это подводные течения, использующие тоже понижения рельефа, это линейные выводные ледники ледовых щитов.

Нижнее ограничение физической земной поверхности менее уловимо. В общем случае оно должно определяться глубиной проникновения вещества внешних (подвижных) геосфер в литосферу с сопутствующим обменом веществом и энергией (рис. 2).

Так или иначе, все эти обстоятельства делают необходимым, во-первых, рассмотрение и обсуждение понятия о земной поверхности и, во-вторых, определение понятия об основном объекте геоморфологии. Здесь тоже есть разные предложения: объектом геоморфологии предлагается считать земную поверхность [10, 11] либо рельеф как совокупность ее неровностей, обычно в геометрическом смысле. Последнее предложение является более употребительным и автор его также принимает [12, 20]. Но в любых случаях мы должны всегда помнить, что геоморфологии реально свойствен двойственный взгляд и на земную поверхность, и на ее рельеф, два их образа, которые, в соответствии со сказанным выше, мы предлагаем обозначать как математический и физический. Это определяет возможность нашего выбора и наших решений в зависимости от конкретных задач и целей исследований. В использовании двух образов земной поверхности не следует искать особых противоречий, если же они существуют или будут возникать, то в связи с неразработанностью теории геоморфологии. Но зато взгляд геоморфолога на земную поверхность и ее рельеф в их физическом содержании (или обра-

зе) открывает ему возможности вложения в физическую теорию поверхностей понимания их на макроуровнях организации универсума. Говоря короче, геоморфологию можно направить на изучение границ раздела геосфер, взаимодействия последних в пограничных “слоях-поверхностях”. А геометрический образ земной поверхности более операционален в собственно геоморфологических решениях.

ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Земная поверхность действительно оказывается двойственным образованием в геоморфологических построениях. Она одновременно является и границей геосфер, и слоем взаимопроникновения четырех стихий, из которых литосфера условно принимается твердой или малоподвижной, а три другие – атмосфера, гидросфера и криосфера – отличаются подвижностью составляющего их вещества. При этом криосфера по вполне ясным ее свойствам является особенной подвижной стихией и к тому же характер ее взаимодействия с литосферой весьма труден для непосредственного изучения, если иметь в виду время именно активного взаимодействия, а не остаточные его следы.

На земной поверхности и в значительной мере в земной поверхности встречаются три основных фактора ее развития или функционирования: климат, тектоника и космическое воздействие. При этом, видимо, стоит говорить не только о климате в субэкральной обстановке, но и в гидросфере, и в криосфере, хотя в последних двух случаях практически не проявляются сезонные изменения. Можно, видимо, говорить и о том, что в приграничных частях геосфер существуют свои соотношения между кинетической и потенциальной энергией и свой характер их взаимопереходов.

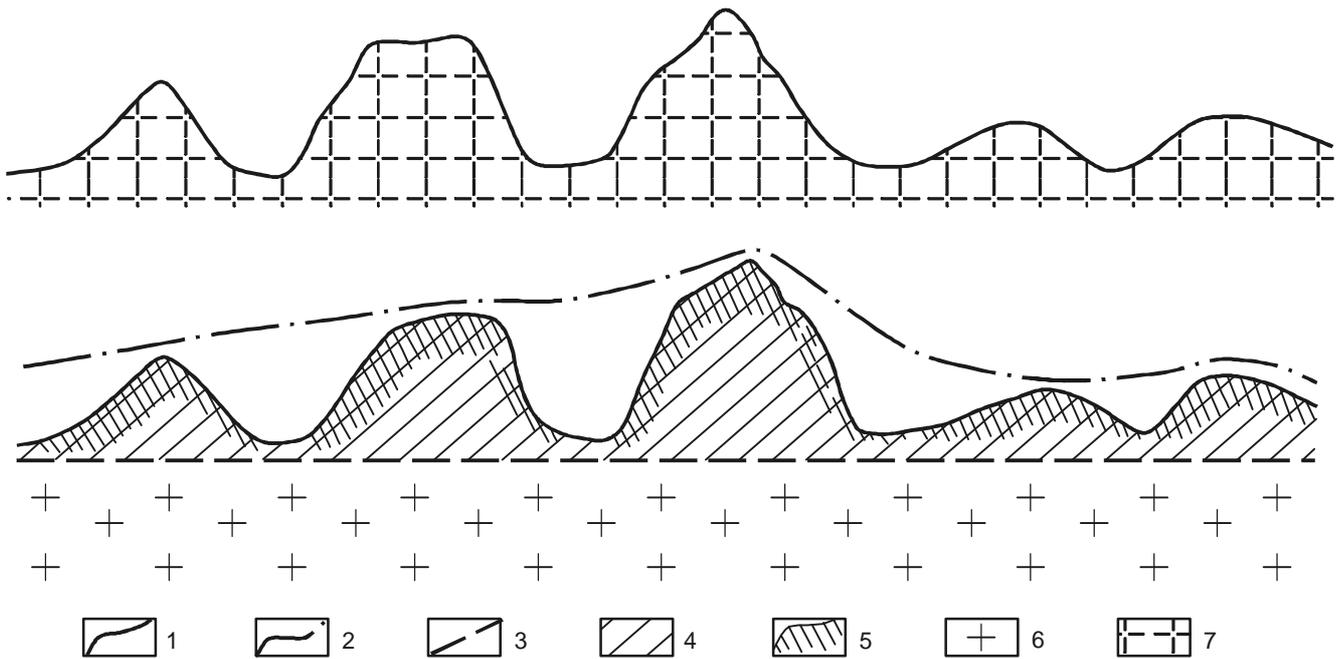


Рис. 2. Геометрический (вверху) и физический (внизу) образы земной поверхности.

1 – поверхность рельефа; 2 – вершинная поверхность; 3 – базисная поверхность; 4 – зона расчленения (литосферная часть); 5 – зона разрыхления; 6 – ненарушенные массивы скальных пород; 7 – литосфера.

Если отвлечься от геометрического образа земной поверхности и обратиться к характеристике физического слоя земной поверхности, то в первую очередь следует указать на следующие его главные элементы и особенности их отношений. Поскольку это слой взаимопроникновения геосфер, то приграничным частям последних свойственны деформации состояний. Это микроклиматические особенности приземных частей атмосферы, но можно говорить и о приграничных климатах в других геосферах. В приповерхностных частях литосферы резко уменьшается литостатическая нагрузка, происходит деформация полей тектонических напряжений, особенно осязательная в условиях расчлененного рельефа и обуславливающая формирование систем трещин разгрузки бокового отпора или отседания скальных блоков на бортах долин. Это тоже своего рода тектонический микроклимат, и его значение или влияние на процессы взаимодействия литосферы с подвижными стихиями трудно переоценить. В первую очередь, это увеличивает площадь контактов геосфер. К тому же, в условиях расчлененного рельефа литостатическая нагрузка начинает работать и в латеральном направлении, обеспечивая приповерхностные деформации на бортах и под днищами долин [3, 5] даже при незначительном вертикальном расчленении рельефа.

Одной из особенностей приземных частей подвижных геосфер являются дожди (в атмосфере) и “дожди” (в гидросфере и криосфере). В первом случае они являются разрушающим фактором, агрессивно воздействующим на литосферу, а в океанах выпадение золотого и космического или биогенного материала оказывается, напротив, защитным фактором для подводного рельефа. Проникающие сквозь движущийся лед с его поверхности обломки играют роль абразива, агрессивно воздействующего на ледниковое ложе. Также можно, видимо, говорить о снежных поземках и минеральных “поземках” над землей, которые тоже вносят свои особенности в процессы взаимодействия геосфер.

Наконец, главной особенностью физического слоя земной поверхности является рельеф, который мы обычно определяем как совокупность неровностей земной поверхности. Такое определение следует признать недостаточным и однобоким, поскольку рельеф составляют не только неровности, но и “ровности” (или выровненности), которые обретают главное значение в морфологической структуре предельных равнин.

Главная особенность физического слоя земной поверхности, которую придает ей рельеф – это чередование по латерали объемов, сложенных горными породами и веществом подвижных геосфер. Эта осо-

бенность земной поверхности, заключенная между вершинной и базисной поверхностями, занимает и максимальный объем ее физического слоя, вертикальные размеры которого в горах могут достигать нескольких километров, и обуславливает деформацию состояний приповерхностных частей литосферы в сравнении со сплошным ее скальным массивом.

Другим важным свойством земной поверхности является почвенно-растительный слой и вообще биосферное вещество. Функции их в жизни слоя земной поверхности многогранны. Во-первых, это поставка в верхние части литосферы активных органических соединений, участвующих в процессах выветривания. А, с другой стороны, почвенно-растительный слой оказывается защитным от воздействия атмосферы и отчасти гидросферы, в особенности в экваториальном поясе и в субтропиках.

Следующая компонента физической земной поверхности – это рыхлые образования, в число которых входят: коры выветривания, рыхлый покров (литопотоки) на наклонных гранях рельефа, нелитифицированные молодые отложения в днищах долин и впадин и сильно трещиноватые приповерхностные части скальных массивов. В этой приповерхностной зоне литосферы осуществляется проникновение в нее вещества подвижных внешних стихий со свойственными им процессами. Именно рыхлая или разрыхленная приповерхностная зона литосферы более всего наращивает площадь реального ее контакта с внешними стихиями. Но при этом следует учитывать то, что функции рельефа и “слоя разрыхления” земной поверхности в ее развитии и состояниях являются различными и взаимодополняющими. К тому же следует учитывать, что многие их элементы в структуре и геодинамике физического слоя земной поверхности играют двойственную роль. Возьмем для примера приповерхностные трещины отслоения. В обычном случае их поверхности субпараллельны поверхности земли, и в этой позиции они являются препятствиями для проникновения вглубь экзогенных процессов, которые распространяются вдоль субвертикальных или крутонаклонных зон дробления или сучивания трещин [17]. Но в то же время, они оказываются одним из основных элементов “зоны разрыхления” скальных массивов.

Конечно, можно говорить и о теоретических объемах и вертикальных размерах физического слоя земной поверхности, и об относительных, принимаемых при конкретных задачах исследований и детальности наших построений. Чаще всего мы в региональных геоморфологических построениях ограничиваемся введением информации о рыхлых (коррелятных) отложениях и образованиях. В глобальных

обобщениях геоморфолог неявным образом выходит на слой физической земной поверхности, эквивалентный земной коре или даже литосфере. В обычных же случаях полное определение мощности слоя земной поверхности в его части, относящейся к литосфере, весьма затруднительно, поскольку глубину проникновения в нее вещества и сопутствующих процессов внешних геосфер точно зафиксировать невозможно или это требует малооправданных затрат.

В региональных и локальных обобщениях в составе слоя физической земной поверхности мы должны выделять две накладывающиеся друг на друга зоны: зона расчленения с ее рельефом и зона разрыхления литосферы. Первая из них и требует при ее изучении использования математического образа (или понятия) земной поверхности.

Теперь о состояниях земной поверхности, определяемых в разных признаковых системах. По отношению к уровню Мирового океана рельеф земной поверхности может занимать надбазисное, базисное или подбазисное положение. В первом случае он может обладать различной степенью эрозионно-денудационного расчленения. Во втором мы имеем дело с низкими и часто предельными равнинами. Подбазисную позицию занимают рельеф дна морей и океанов и в значительной мере верхнее ограничение литосферы под ледниковыми щитами. Мы еще мало знаем об экзогенных процессах, происходящих в ложе океана, за исключением аккумулятивных. В других случаях всем неровностям рельефа приписывается тектоническое происхождение. Ситуация в ложах ледниковых щитов для нас еще более загадочна, хотя все “сваливать” на гляциоизостазию или, напротив, ледниковое выпаживание тоже является привычным.

Другой вид состояний на земной поверхности – это наличие рельефа подледного, подводного и субаэрального, у которых мы видим своеобразие контактов подвижных стихий с литосферой. Однородны контакты литосферы с подвижными геосферами при ее подводном или подледном положении, но при этом они трудны для непосредственного изучения. А о подледном рельефе мы, как правило, судим по ситуации, следующей за стаиванием ледниковых покровов и, следовательно, в его последующих видоизменениях или, в лучшем случае, в останковом состоянии. В субаэральных условиях литосфера граничит со всеми подвижными стихиями, вещество и энергия которых к тому же обладает склонностью к обособлению в линейные потоки. Это – реки и горнодолинные ледники, местные ветры типа сармы на Байкале или новороссийской боры. Но зато все это доступно непосредственному наблюдению и изучению. И в этих

условиях сама зона разрыхления литосферы представляет собой многокомпонентное образование: почвенно-растительный слой и рыхлые отложения, коры выветривания и пояс растрескивания скальных массивов – такого многообразия мы не видим под льдом и на дне морей и океанов. Кроме того, глубина проникновения вещества подвижных стихий в литосферу здесь, видимо, максимальная, а порой и само это проникновение имеет особенные черты, например, многолетняя мерзлота. В зоне же разрыхления мы видим сложное сочетание процессов ее формирования: десквамация открытых скальных пород в аридных условиях, отслаивание и растрескивание их за счет снятия литостатической нагрузки под защитой почвенно-растительного слоя и коры выветривания, сапролитизация и щебнеобразование, глубокое химическое выветривание и, наконец, аккумуляция обломочного материала или его движение в виде литопотоков. И, что главное, в субаэральных условиях воздействие подвижных стихий на литосферу имеет обычно сезонный характер и подчиняется широтной климатической зональности и высотной поясности. В подледных и подводных условиях сезонность процессов взаимодействия геосфер практически отсутствует. Интересно и то, что в условиях береговых зон морей и океанов широтная климатическая зональность морфогенеза также нарушается или осложняется, или принимает особые черты, к которым следует отнести, например, термоабразию на берегах и островах арктических морей.

Следует также заметить, что молодой тектогенез в приповерхностных частях литосферы обладает многими особенностями, которые характеризуются, в первую очередь: деформацией полей тектонических напряжений по мере усложнения рельефа и увеличения относительных его высот; тесным взаимодействием с экзогенными процессами, включая передачу “лишних” объемов литосферного вещества в сферу экзоморфогенеза. И, что главное, приповерхностный тектогенез, говоря образно, не переходит в ископаемое состояние.

РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Определение рельефа как совокупности неровностей и ровностей земной поверхности в геометрическом ее образе, приведенное выше, может вызвать недоумение, в первую очередь, в отношении введения в него термина “ровности”. По нашему мнению, это необходимо, поскольку, например, структура рельефа широких днищ речных долин определяется преобладанием плоских террасовых уровней, к которым к тому же могут добавляться различного вида подгорные равнины: долинные педименты, елани и поверх-

ности склоновых шлейфов, террасоувалы и прочее. Рельеф является основой зоны расчленения слоя физической земной поверхности, и он, к тому же, в нем не единственный. В список различных “рельефов” слоя земной поверхности следует включить сразу же рельеф фронта выветривания, который, впрочем, при определенных условиях (оголение или откапывание) может включаться в реальный рельеф в виде этчпленов [6].

К существующим подходам в разделении рельефа на его главные элементы-мегаформы можно предложить следующий. Главные формы субаэрального рельефа могут быть выделены по соотношениям полых (атмосфера, гидросфера и криосфера) и минеральных (литосфера) объемов, заключенных между вершинной и базисной поверхностями или их аналогами в подводных и подледных условиях, понятия о которых, впрочем, еще не сформулированы. Такой подход, конечно, требует достаточно сложных морфометрических построений и последующих расчетов, но здесь уже помогут компьютерные технологии.

Если использовать соотношения полых и минеральных объемов в зоне расчленения слоя физической земной поверхности, то главные элементы рельефа могут образовать примерно следующий морфологический род или последовательность. В случае предельной равнины (идеальная ровность) базисная и вершинная поверхности практически совпадают, и соотношение объемов полых и минеральных равно нулю. Эту ситуацию мы привычно связываем с низкими аккумулятивными равнинами типа Прикаспийской низменности, но из этого есть исключения. В Северном Прибалхашье автору приходилось наблюдать субгоризонтальную скальную поверхность значительной протяженности и практически лишенную покрова рыхлых образований.

В случаях пологоволнистых и пластовых равнин полые объемы составляют неглубокими балками, оврагами или лощинами, и полые объемы в них невелики. Они увеличиваются на возвышенных равнинах и их соотношения с минеральными объемами приближаются, видимо, к единице в плато и плоскогорьях. В “настоящих” горах соотношения полых и минеральных объемов всегда превышают единицу и увеличиваются по мере усиления вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа. Наконец, в случае останцовых (остаточных) гор этот показатель оказывается весьма значительным, поскольку между речья могут приобретать скелетное состояние за счет развития широких поясов долинных педиментов.

К этому следует добавить одну оговорку. Степень тектонической дифференциации рельефа земной поверхности вносит свой вклад в соотношение полых

и минеральных объемов зоны расчленения слоя земной поверхности, особенно на уровне макрорельефа, и это необходимо учитывать.

Зона расчленения и зона разрыхления литосферы по-разному увеличивают площадь контакта геосфер и по-разному же влияют на их взаимодействия. Это дорога с двусторонним движением. С одной стороны, это деформации состояний литосферы в ее приповерхностных частях (полей тектонических напряжений или обретение горизонтального вектора литостатической нагрузки и проч.). С другой стороны, это степень проникновения вещества подвижных геосфер в литосферу, особенности микроклиматических условий в расчлененном рельефе. Одна сторона этих взаимодействий остается еще в стороне от внимания геоморфологов в силу особых обстоятельств, из которых главное – необходимость использования геофизических материалов. Речь идет об оценке влияния экстремальных экзогенных явлений на состояние литосферы. В первую очередь, это воздействие штормов и сильных ветров на состояние литосферы в условиях расчлененного рельефа. Жестокие осенние и зимние штормы в Охотском море буквально “забивают” шумами записи сейсмической станции “Якутск” и, следовательно, в это время литосфера окраинной части континента в полосе шириной более 400 км приобретает особенное динамическое состояние. Такие же или подобные эффекты могут создавать сильные ветры в горах, особенно при встающих на их пути орографических барьерах. Сейсмологи этими явлениями занимаются, но, разумеется, в объеме своих интересов [15]. Не наступила ли очередь геоморфологов обратить на это свое внимание? Как и вообще на оценку обмена веществом и энергией между геосферами при разном строении зоны разрыхления верхней части литосферы и морфологии зоны ее расчленения. Говоря образно, здесь мы можем говорить об оценке влияния слоя физической земной поверхности на микроклимат атмосферы и “микроклиматы” приграничных частей других геосфер, включая и литосферу.

Основными параметрами рельефа являются морфология, морфометрия и морфологическая структура для многоэлементных композиций. Морфологическая структура рельефа обычно анализируется и описывается в рамках двух главных научных концепций – это ярусность рельефа и его поясность. Яруса рельефа – это пространственные группировки его форм, включающие базисные поверхности выравнивания и склоны от вышерасположенного яруса, остаточные возвышенности и островные горы, речные долины или иные понижения рельефа. Лучше всего ярусность рельефа проявлена в южных матери-

ках и субконтинентах [9], а в Лавразии она проявлена либо в сокращенном, либо в модифицированном виде. В южных материках мы наблюдаем серии разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания, образующие лестницу геоморфологических уровней (ярусов), каждый из которых в сохранившемся виде включает полный набор форм рельефа. Количество ярусов может достигать 4–5, и лучший пример такой структуры морфологического ландшафта, видимо, представляют собой Драконовы горы Южной Африки [21]. В северных материках ярусность может быть, за исключением Сибирской платформы [13], проявлена, что называется, в зачаточном состоянии: исходный пенепплен (хотя он и не обязательно может быть таковым) и пояса долинных педиментов [4]. Здесь в структуре морфологического ландшафта господствует поясность. Это чередование форм, составляющих вершинные поверхности или гребни (вершинный пояс), затем следуют пояса склонов и днищ долин или котловин, между которыми может вклиниваться субпояс придолинных поверхностей выравнивания, преимущественно педиментов. Описания морфологической структуры рельефа с позиций концепций ярусности или поясности позволяют описать и порядок в ней, и его нарушения, и, в особенности, нарушения морфологической последовательности, что дает основание для построения доказательных объяснений [18].

Следует оговориться, что концепции ярусности и поясности структуры морфологического ландшафта, хотя и являющиеся базисными в теории геоморфологии, тем не менее приложимы лишь для субаэрального рельефа, хоть и самого сложного на Земле, но не главного по площади распространения. В отношении рельефа подводного или подледного теории геоморфологии, пожалуй, не сделала даже первого шага в этом направлении.

Поверхности выравнивания – а здесь мы опять говорим о субаэральном рельефе – являются важнейшей составляющей структуры морфологического ландшафта, главными хронометрами в его морфологических последовательностях [18]. К сожалению, в последнее время геоморфологи мало обращают внимание и на детальные их геоморфологические характеристики и соответствующие классификационные построения. В первую очередь, видимо, следует различать цикловые и локальные поверхности выравнивания. К числу первых относятся т.н. предороженный или исходный пенепплен в Евразии [4], педилены Южной Африки в ее предгорной лестнице [9]. Обычно они имеют или планетарное, или континентальное распространение. Локальные поверхности выравнивания своим терминологическим обозначением опре-

деляют пределы распространения. Это обычно пояса долинных педиментов, широко проявленные, например, в среднегорьях и низкогорьях Забайкалья и Дальнего Востока [17]. Сюда же относятся пологонаклонные поверхности еланей в основании северного склона хребта Хамар-Дабан в сторону Тункинской впадины [19]. К локальным поверхностям выравнивания относятся поверхности альтипланации и откопанные или обнаженные фронты выветривания (этчплены).

Далее следует различать базисные и надбазисные поверхности выравнивания. К числу первых относятся цикловые равнины, а вторые являются по преимуществу формами вершинного пояса рельефа, среди которых, пожалуй, наиболее представительны нагорные террасы. Представление о полигенетических поверхностях выравнивания [14] в региональных геоморфологических обобщениях обеспечивает распространение (перевод) информации о геологическом возрасте, считываемом из разрезов коррелятивных отложений, на формы выработанного рельефа.

По-видимому, следует разделять выровненные формы рельефа на собственно поверхности выравнивания и уровни или ступени выравнивания. Что есть первые, сказано выше. К уровням выравнивания следует относить, например, литологические ступени на бортах Большого Каньона Колорадо, серию наклонных (и не деформированных ли?!) литологических ступеней на склонах Джинальского хребта в окрестностях Кисловодска. К уровню выравнивания, видимо, можно относить эрозионные бенчи в днищах речных долин и близкие образования во внутренних частях врезанных меандр долины Неккара и на ее подходе к борту Верхнерейнского грабена [7].

К вышесказанному следует добавить, что обширные цикловые поверхности выравнивания на стадии их зрелости должны быть в максимальной мере приближены к поверхности гравитационного изопотенциала, а мера отклонений здесь говорит о невыработанности цикловой равнины либо о последующих ее преобразованиях. Этот подход можно распространить и на весь морфологический ландшафт.

Так или иначе рельеф является одним из главных, если не определяющим, фактором взаимоотношений и взаимодействий вещества и энергии разных "полупространств" слоя физической земной поверхности. Триада других факторов – это степень оголенности скальных пород, температура и осадки. Два последних как будто не требуют комментариев. Степень оголенности (или открытости) скальных по-

род воздействию экзогенных процессов, в первую очередь, определяет характер их разрушения. Скальные поверхности кристаллических пород, например, быстро разрушаются процессами сапролитизации при периодическом промерзании и протаивании поровых вод, к чему добавляется еще температурное воздействие. Оголенные скальные поверхности подвергаются интенсивному шелушению (десквамации) в условиях резких колебаний хода суточных температур. Это особенно проявлено в условиях экстраридного тропического климата, но его следы достаточно отчетливы на скальных гранях рельефа и в хребте Брукса на Аляске, и в Патагонских Андах. В условиях закрытости земной поверхности почвенно-растительным слоем в приповерхностных частях литосферы ее разрыхление определяется трещинами разгрузки, которые в последующем прорабатываются и расширяются благодаря процессам выветривания. При этом проникновение последних на глубину обеспечивается субвертикальными открытыми трещинами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геоморфологических построениях мы можем использовать два представления о земной поверхности и ее рельефе. Первый образ земной поверхности можно назвать геометрическим или математическим, и здесь она действительно принимается как поверхность – геометрическая форма трех пространственных измерений, не имеющая толщины. Но в этом своем качестве она обладает многократной антисимметрией: одна условно неподвижная геосфера (литосфера) снизу и три подвижных геосферы (атмосфера, гидросфера и криосфера) сверху. Образно говоря, земная поверхность здесь обладает одним цветом (или качеством) снизу и трехцветна сверху – это, в общем, соответствует трехкратной антисимметрии.

Второй образ земной поверхности – это представление о ней как о пограничном слое взаимодействия геосфер, который в своей структуре имеет два основных элемента: зону расчленения с "реальным" рельефом и зону разрыхления литосферы. Здесь мы входим в сложный круг проблем анализа взаимодействий подвижных геосфер с литосферой, которые определяют в значительной мере жизнь географического ландшафта. Здесь в представлении земной поверхности входит, как минимум, информация о коррелятивных отложениях и корах выветривания, и уже в этом качестве она предстает перед нами в образе пограничного слоя.

Несомненно, использование геометрического и физического образов (понятий) земной поверхности

определяет многообразие подходов в геоморфологических обобщениях, что уже само по себе является важным качеством любой науки, определяющим устойчивое развитие ее теории и наращивание знания. И здесь сужение, а, вернее, конкретизация объекта геоморфологии как рельефа земной поверхности оказывает, скорее, благотворное влияние на ее развитие как отрасли научного знания. В том числе это может определить наше желание сделать свой вклад в физику поверхностей на макроуровнях организации универсизма.

Итак, у нас всегда имеется возможность выбора между двумя образами (понятиями) земной поверхности и ее рельефа. Выбор ли это? В общем случае, это необходимость построения взаимодополняющего знания. А в конкретных случаях все определяется поставленными задачами и целями научных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (05-05-64173).

ЛИТЕРАТУРА

1. Адам Н.К. Физика и химия поверхностей. М.-Л.: ОГИЗ, 1947. 552 с.
2. Акципетров О.А. Старая история в новом свете: вторая гармоника исследует поверхность // Природа. 2005. № 7. С. 9–17.
3. Булин Н.К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника. 1971. № 3. С. 3–15.
4. Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19–27.
5. Дедков А.П., Бастраков Г.В. Экзотектоническая складчатость Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1967. 68 с.
6. Демек Я. Теория систем и изучение ландшафта. М.: Прогресс, 1977. 223 с.
7. Карраш Х., Уфимцев Г.Ф. Восточное обрамление Верхнерейнского грабена: Оденвальд, Крайхгау и Шварцвальд // География и природные ресурсы. 1996. № 3. С. 158–169.
8. Келдыш Л.В. Таммовские состояния и физика поверхности твердого тела // Природа. 1985. № 9. С. 17–33.
9. Кинг Л. Морфология Земли / Изучение и синтез сведений о рельефе Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
10. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.
11. Ласточкин А.Н. Морфодинамическая концепция общей геоморфологии. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1991. 220 с.
12. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 287 с.
13. Лоскутов Ю.И. Геоморфологические основы поисков месторождений твердых полезных ископаемых: Автореф. дис... д-ра геогр. наук. Иркутск: Институт географии СО РАН, 1999. 44 с.
14. Мещеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 9–22.
15. Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 152 с.
16. Томсон Д. Дух науки. М.: Знание, 1970. 176 с.
17. Уфимцев Г.Ф. Долинные педименты Забайкалья // Геоморфология. 1974. № 3. С. 101–107.
18. Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.
19. Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Науч. мир, 2004. 160 с.
20. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960. 615 с.
21. King Lester. The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa. Second Revised Edition/ Pitermarizburg: University of Natal Press, 1982. 134 p.

Поступила в редакцию 5 декабря 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

G.F. Ufimtsev

The Earth's surface and its relief

A conception of two images (notions) of the Earth's surface is formed: geometrical (mathematical) and physical. Geometrically, the Earth's surface has no thickness (a bent plane). According to the physics theory, the Earth's surface is a boundary layer of variable thickness, and its major elements are the separation zone (of the Earth's surface relief) and the zone of destruction of the lithosphere; they ensure interaction of the atmosphere, hydrosphere and cryosphere with the lithosphere. The Earth's surface relief is distinguished by the layer (chiefly in the southern hemisphere) or belt character, a combination of forms of separation and leveling, which are divided into leveling planes and steps.

Key words: Earth's surface, Earth's surface relief, leveling plane, belt and layer character of relief.

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СИСТЕМА КАРТОГРАФИРУЕМЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Б. Ф. Палымский

Федеральное государственное унитарное предприятие «Магадангеология», г. Магадан

Рассмотрены проблемы определения объекта геологического картографирования и создания единой системы картографируемых тел. Показано, что все картируемые тела являются объектами формационного ранга – геологическими формациями, их частями или сочетаниями. Предложена общая система местных подразделений для стратифицированных и нестратифицированных подразделений.

Ключевые слова: объект, картографирование, геологические формации, таксон, комплекс, серия, подсерия, свита, подсвита, пачка, иерархия.

Среди проблем, возникающих в практике региональных геологических исследований, обращают на себя внимание, по меньшей мере, две, не нашедшие до сих пор окончательного разрешения и даже обострившиеся в последние годы. Первая из них касается определения объекта (или объектов) геологического картографирования, вторая – создания единой взаимозвязанной системы картографируемых геологических тел. Попытаемся рассмотреть основные методологические аспекты этих проблем.

Под «объектом» в методологии обычно понимаются реально существующие в природе образования; в геологии в качестве объектов чаще всего выступают геологические тела, формирующие в целом геологическое пространство. Но какие из множества тел являются «объектом» геологического картографирования, иными словами, какого ранга геологические тела отображаются на геологических картах? В литературе на этот счет не существует единой точки зрения. В качестве объекта исследования обычно рассматриваются «геологическое строение какого-либо района» [1], «геологические структуры» [19], «распределение геологических образований и их характеристики» [10], «геологическое пространство во всех видах его проявления» [4]. А.И. Бурдэ выделил четыре типа картографических объектов: «геофизические аномалии, геохимические аномалии, минеральные аномалии и геологические тела» [2], понимая под последними тела горнопородного и более высоких рангов. Развернутые определения объекта (или объектов) геологического картирования приводятся в Инструкциях по составлению Государственных геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000

[7, 8], в которых подробно перечисляются «геологические тела различного генезиса, возраста и состава» – дочетвертичные стратиграфические образования, четвертичные осадочные отложения, магматические и метаморфические нестратифицированные образования, комплексы измененных пород, тектониты, импактные породы. Так что же мы картографируем – геологическую ситуацию вообще, геологические тела любого ранга или все же ограниченный круг тел и явлений? Обратим внимание на два исходных момента. Во-первых, главной задачей полевых наблюдений всегда является изучение характерных обнажений толщ, комплексов, ассоциаций горных пород. «Геологическая съемка предусматривает всестороннее ... изучение ... различных структурных форм, в первую очередь путем прямого наблюдения их в обнажениях горных пород» [18]. Во-вторых, в основе картографического моделирования геологического строения лежит, как указывает большинство исследователей, графическое изображение стратиграфических подразделений, слоистая структура которых позволяет устанавливать последовательность формирования осадочных отложений, а также коррелировать с ними становление магматических и метаморфических комплексов. И в первом, и во втором случае мы имеем дело с закономерными совокупностями, ассоциациями горных пород, т.е. с геологическими формациями или их частями, иными словами – с геологическими телами формационного ранга. Отсюда ясно, что построение особых «минералогических», «литологических» и иных подобных карт, в строгом смысле этого понятия, вряд ли возможно. «Картографирование – это особый вид моделирования, призванный отобра-

жать форму и структуру геологических явлений”, а “карта – это модель формы и структуры геологических явлений” [5]. Очевидно, что картографическое моделирование минералов не осуществимо из-за малых размеров этих геологических тел. Поэтому “минералогические” карты отражают не форму и структуру минералов и даже не композицию их парагенезисов, а лишь обобщенные минералогические “поля”, “аномалии”, указывающие на усредненный минеральный состав (причем лишь выборочно, части минералов) геологических тел более высокого порядка. Немногим отличаются “петрографические” и “литологические” карты. Отдельные мощные слои осадочных и крупные тела магматических горных пород, вероятно, могут быть изображены на крупномасштабных планах и схемах, но это скорее исключение, чем правило; отразить же все многообразие горнопородных тел и их отношений опять же не удастся. В лучшем случае подобные карты содержат информацию о так называемых маркирующих горизонтах и (или) о среднем петрографическом (литологическом) составе тел формационного ранга. Для тел более высоких порядков (геологических комплексов, геосфер) вступает в действие обратная закономерность – из-за крупных размеров тел (сотни и тысячи километров) для их картографического отображения пригодны лишь обзорные карты и схемы или тектонические карты, которые следует относить к особой группе картографических моделей.

Интересны представления, развиваемые О.А. Вотухом, о собственных системах координат для каждого ранга геологических тел: кристаллохимической – для минералов, стратиграфической – для геологических формаций, геоморфологической – для геологических комплексов, сферической для геосфер [13]. Основными объектами геологического картографирования и картографии служат тела формационного ранга, для которых геологическая карта выступает в качестве удобной системы отсчета в геологическом пространстве, в виде стратиграфической (или геохронологической) системы координат. Логично предположить, что каждому рангу иерархии геологических тел соответствует и свой способ их графического изображения, моделирования (табл. 1): модели кристаллической решетки – для минералов, зарисовки; детальные планы – для горнопородных тел; геологические карты – для геологических формаций; тектонические карты и схемы – для геологических комплексов; модели сферического строения Земли – для геосфер.

“Литологические”, “петрографические”, “минералогические” и иные карты являются разновидностями геологических, отображают важные, но дополнительные характеристики тел формационной группы – сведения об их петрографическом, минеральном составе, в виде ассоциаций горных пород, минералов-индикаторов и т.д. (но никак не моделируют все многообразие пород, минералов, встречающихся в дан-

Таблица 1. Ранги иерархии геологических тел внутри геологического уровня организации вещества (по [3], с дополнениями автора).

Уровень организации	Ранг иерархии	Геологические тела	Порядок иерархии	Система координат	Графическое выражение
Галактический			Звездная система Планетная система Земля		
Геологический	Глобальный	Геологическая сфера	Сегмент планеты Геосфера Слой земной коры	Сферическая	Модель сферического строения
	Геоструктурный	Геологический комплекс	Ряд комплексов Геокomплекс Геолинза	Геоморфологическая	Тектоническая, обзорная геологическая карта
	Формационный	Геологическая формация	Формационный ряд Геоформация Парагенерация	Стратиграфическая	Геологическая карта
	Горнопородный	Горная порода	Набор пород Горная порода Минер. парагенезис	Петрохимическая	План, зарисовка
	Минеральный	Минерал	Минер. агрегат Кристалл Крист. решетка	Кристаллохимическая	Модель кристаллической решетки
Атомарный			Молекула Химич. элемент Атом		

ном регионе, и их соотношения). Точно так же “геохимические”, “геофизические” карты показывают неоднородности распределения химических элементов и физических полей, связанных с телами формационного ранга, и без геологической основы могут рассматриваться лишь как предварительные или промежуточные.

Не менее серьезна и сложна проблема, связанная с созданием иерархической системы картируемых геологических тел. Дело в том, что вопрос о выделении на картах тел различного ранга до сих пор серьезно не ставился и в методологическом плане по существу не рассматривался. Можно сослаться лишь на содержательное исследование В.А. Соловьева в области геологической картографии: “...принцип системности требует, чтобы в работе над геологической картой соблюдались нормативы научной деятельности. Во-первых, выбиралась и явно фиксировалась иерархия геологических тел. ...Во-вторых, объективно определялся масштаб картирования, который должен соответствовать рангу тех тел, структура и форма которых моделируется. В-третьих, выявлялись и обозначались отношения между элементами системы (геологическими телами)” [5]. Идея иерархии геологических тел, заключающаяся в требовании соблюдения соответствия размерности картируемых объектов масштабам геологического картографирования, родилась не сразу и, в конечном счете, свелась к “иерархизации только слоистых тел, т.е. к выделению разных рангов стратиграфических подразделений” [5, стр.44], регламентированных соответствующими руководствами и кодексами. В косвенной форме эта идея поддерживается в современных руководствах по геологическому картированию при генерализации геологических объектов: “содержательная генерализация основана на ...соразмерности объектов картографирования и масштаба (детальности) карты” [11].

В Стратиграфическом кодексе России выделены две группы стратиграфических подразделений – основные и специальные. Первые из них включают общие, региональные и местные подразделения. Ведущим методом установления общих подразделений является биостратиграфический. На биостратиграфической же основе выделяются и региональные горизонты фанерозоя; они “служат для корреляции местных стратиграфических схем и способствуют их сопоставлению с общей стратиграфической шкалой” [21]. Местные стратиграфические подразделения – это “совокупности горных пород, выделяющиеся в местном разрезе на основании комплекса признаков при преимущественном учете фациально-литологических или петрографических особенностей, ...обычно опознава-

емые в поле ...и картируемые” [21, стр. 35]. Существование множества свойств, признаков, характеристик геологических тел вызвало появление разных специальных (вспомогательных) стратиграфических схем и классификаций, претендующих иногда на автономность (литологическая, биологическая, климатическая, магнитостратиграфическая и т.п.), вследствие чего, как указывает К.В. Симаков [20], некоторыми исследователями допускается существование самостоятельных, независимых друг от друга “стратиграфий”.

В 70-80-е годы прошлого столетия с широким размахом проводилось крупномасштабное картографирование территорий, при котором преимущественное использование получили подразделения местной шкалы, обладающие наиболее устойчивыми структурно-вещественными признаками. Переход на рубеже столетий к построению геологических карт с использованием современных компьютерных технологий, создание единой системы взаимосвязанных разномасштабных карт [9, 12] обусловили необходимость разработки и принятия единой системы принципов и понятий, независимо от масштаба картографирования. С этих позиций наиболее логичным представляется использование таксонов местной шкалы, как связующего звена карт разных масштабов. Они являются обязательными для карт крупного и среднего масштабов [6, 7], желательными для мелкомасштабных карт [8]. Основания их выделения (состав и структура) остаются независимыми от любых гипотез, генетических представлений, возрастных границ и т.д. Соответственно, создается надежная основа сохранения и преемственности выделенных ранее местных стратиграфических подразделений в составе единиц более крупного ранга и в формируемых банках геологических данных.

Стратиграфическим кодексом в качестве основных единиц таксономической шкалы местных подразделений предусмотрены таксоны *комплекс*, *серия*, *свита*, *пачка*. В практике средне-, крупномасштабного картографирования широкое распространение получил таксон *подсвита*. Переход к мелкомасштабному картографированию высветил некоторые неопределенности в применении таксонов “серия”, “комплекс”. По мнению большинства стратиграфов и палеонтологов, серии могут объединять свиты только в вертикальном разрезе, хотя в кодексе это не оговаривается. Положение усугубляется тем, что при крупномасштабном картографировании было намечено и утверждено множество мелких структурно-фациальных зон; это привело, с одной стороны, к так называемому “свитотворчеству”, при котором свиты соседних зон отличаются друг от друга лишь деталями строе-

ния и состава, с другой – к необходимости выделения многих дополнительных единиц в ранге серий при переходе к картографированию в мелких масштабах. Решение этих проблемных вопросов возможно несколькими путями. Первый – проведение широкого комплекса ревизионных работ по упорядочению терминологической базы и ликвидации так называемых “невалидных” подразделений. Это работа трудоемкая, дорогостоящая, к тому же неблагоприятная, так как может вызвать бесконечные согласования, дискуссии о нарушении авторских прав и правил приоритета. Второй путь, предлагавшийся В.И. Шпикерманом и автором при подготовке легенды серии листов Госгеолкарты-1000/3 [15, 23], – ввести в Стратиграфический кодекс новый местный таксон «группа», объединяющий свиты и толщи как в вертикальном разрезе, так и по латерали. В Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК) было предложено следующее определение понятия “группа”: “Группа – латеральная совокупность нескольких вертикальных последовательностей свит и толщ... В определении ареалов групп важнейшее значение приобретают не фациальные, а формационные факторы”. Однако МСК это предложение не поддержал: “Предлагаемое подразделение “группа” считать излишним, тем более что английский термин “group” является эквивалентом русского термина “серия” [17]. Еще один вариант, также предлагавшийся автором [13, 14, 22], – расширить определение термина “серия”, понимая ее как объемное геологическое тело, объединяющее родственные свиты и толщи не только в вертикальном разрезе, но и по простираанию. Кстати, именно по такому принципу кодексом предусмотрено объединение пачек в составе свит [21], серий и свит в составе комплексов.

Наиболее крупной таксономической единицей местной шкалы является комплекс. Однако комплекс, отвечая по определению “крупному этапу в геологическом развитии территории” [21], по существу, не является картируемой единицей. К тому же, термин имеет самую различную смысловую нагрузку и поэтому требует уточнения в каждом конкретном случае.

Очевидно, что в основу выбора тех или иных таксонов при геологическом картографировании должен быть положен принцип соответствия размерности картографируемых тел заданным масштабам карт, что позволит достичь необходимой степени детализации и последующей генерализации при переходе от масштаба к масштабу; иными словами, каждому масштабу геокартографирования должен соответствовать свой набор объемных геологических тел. В практике геологического картографирования опреде-

лилось пять основных масштабов, закрепленных соответствующими инструктивными и методическими документами: обзорный (1:2 500 000 и мельче), мелкий (1:1 000 000), средний (1:200 000), крупный (1:50 000), детальный (крупнее 1:25 000). Логично считать, что каждому масштабу соответствует в качестве основного один из таксонов иерархического ряда, не исключая возможности частичного использования смежных таксонов низших и высших рангов. Вариант сопоставления рангов картографируемых тел с масштабами геологического картографирования приведен в табл. 2.

Уточним, что на приведенной схеме серии понимаются как крупные естественные объемные геологические тела, обладающие сходным составом во всех частных разрезах и общей направленностью развития (что не противоречит Стратиграфическому кодексу). При необходимости серии делятся на подсерии. Таксон комплекс используется в основном в тектонической картографии. Наименьшие таксоны – маркирующий горизонт, слой, пласт (литостратиграфические подразделения) – принадлежат телам горнопородного ранга и на геологических картах даже самых крупных масштабов используются редко, обычно в виде внемасштабных знаков.

Практическая реализация предлагаемых принципов осуществлена при участии автора в подготовленной и утвержденной НРС МПР легенде Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3, в ряде опубликованных работ, в том числе при описании вулканических серий Охотско-Чукотского и Уяндино-Ясачненского вулканогенных поясов, при выделении осадочных серий Яно-Колымской системы.

Сложнее обстоит дело с нестратифицированными (магматическими и метаморфическими) подразделениями. В Петрографическом кодексе основное внимание уделено систематике магматических и, отчасти, метаморфических горных пород, а не их сочетаниям, т.е. картируемым геологическим телам; вероятно поэтому декларируемые в кодексе справедливые положения о необходимости создания “петрографической основы для геологической съемки” [16] не подкрепляются соответствующим регламентом и рекомендациями. По существу, единственным “узаконенным” подразделением служит “магматический” (или “метаморфический”) комплекс. Кодексом не определены тела меньших порядков, чем комплекс, хотя указывается, что “в зависимости от задач и масштаба исследований предусматривается выделение региональных петрографических подразделений разного ранга” [16]. На практике при крупномасштабном картировании это приводит к появлению множества плутони-

Таблица 2. Схема соотношения таксонов местной стратиграфической шкалы с масштабами геологического картографирования.

Ранги иерархии геологических тел		Графическая модель		Таксономические подразделения местной стратиграфической шкалы							
Геоструктурный (геологические комплексы)		Тектонические и обзорные геологические карты									Комплекс
Формационный	Формационные ряды	Геологические карты (масштабы геокартографирования)	Обзорный (1:2 500 000 и мельче)							Серия	
	Геологические формации		Мелкий (1:1 000 000 – 1:500 000)						Подсерия		
			Средний (1:200 000 – 1:100 000)					Свита, толща			
			Крупный (1:50 000 – 1:25 000)						Подсвита		
			Детальный (крупнее 1:25 000)								
Парагенерации											
Горнопородный		Схемы, планы, зарисовки		Слой, пласт	Пачка						

ческих комплексов, которые для среднемасштабных карт оказываются малы и, тем более, не пригодны для мелкомасштабных геологических карт. Не вносят существенных уточнений и действующие инструкции и методические разработки по геологическому картографированию в разных масштабах. “Основной единицей картографирования ... нестратиграфических магматических, метаморфических и импактных (коптогенных) образований является комплекс”. “В составе многофазных интрузий ... могут быть выделены самостоятельные фазовые тела”. “В качестве картографируемых единиц метаморфических образований при необходимости могут использоваться подкомплексы” [11]. “В качестве некартографируемых таксонов более высокого ранга, объединяющих последовательно формирующиеся (временной ряд) и тесно связанные между собой магматические комплексы, может быть использовано в легендах карт объединяющее понятие плутонической или вулканической серии, а для близких по составу и возрасту комплексов – объединяющее понятие латеральный ряд плутонических и вулканических комплексов” [11].

Изложенные материалы свидетельствуют о необходимости рассмотрения и принятия ранжированной системы нестратиграфических подразделений. Достаточно очевидно, что такая система должна ориентироваться на прошедший апробацию практикой геологического картирования иерархический ряд стратиграфических подразделений. Как вариант для обсуждения предлагается следующий пятиранговый иерархический ряд всех типов (осадочных, вулканических, плутонических, метаморфических) картируемых

(и картографируемых) объектов, отображенный в таблице 3.

Рассмотрим некоторые особенности предлагаемой системы. В качестве основы использована шкала местных стратиграфических подразделений. Не обсуждается и не фигурирует понятие “комплекс”, как не картируемая стратиграфическая единица. Расширено понятие “серия”, в которую необходимо включать не только вертикальные, но и латеральные ряды свит и толщ, в пределах одного структурно-формационного района. Описание и картирование вулканических толщ в соответствии со статьей III.2 Петрографического кодекса [16], осуществляется по правилам, изложенным в Стратиграфическом кодексе. В то же время, вулканические комплексы кроме стратифицированных образований (свит, толщ) включают субвулканические и экструзивно-жерловые тела. Таксоны плутонических образований включают и гипабиссальные малые интрузии. Отнесение последних к “самостоятельной” группе, как это предлагается в кодексе, с одной стороны, предполагает возможность выделения также самостоятельных “абиссальных”, “мезоабиссальных” и др. комплексов, с другой – косвенно заставляет геологов-съемщиков относить к ним ассоциации пород, связь которых с плутоническими или вулканическими комплексами установлена недостаточно определенно. Иерархический ряд метаморфических подразделений намечен для ассоциаций горных пород, полностью утративших в процессе метаморфизма исходные признаки (нестратифицированные, отчасти – монофациально стратифицированные образования). Метаморфизованные толщи, в соответствии с Петрографическим кодексом, “выделяются и

Таблица 3. Вариант иерархической системы соподчиненных таксонов и соотношение их с масштабами геологического картографирования.

Геологические подразделения				Масштабы геокартирования (в тысячных)				
Осадочные	Вулканические	Плутонические	Метаморфические	Мельче 1:1000	1:1000	1:200	1:50	Крупнее 1:50
Серия	Вулканическая серия	Плутоническая серия	Метаморфическая серия					
Подсерия	Подсерия	Подсерия	Подсерия					
Свита	Вулканический комплекс	Плутонический комплекс	Метаморфический комплекс					
Подсвита	Подкомплекс	Подкомплекс	Подкомплекс					
Пачка	Фация	Фаза, фация	Фация					

картируются по литостратиграфическим признакам, если образовались по осадочным или осадочно-вулканогенным породам, либо по структурно-вещественным признакам при их образовании по магматическим (плутоническим и вулканическим) породам” [16].

Подводя итог, отметим следующее.

1. Геологические карты по сути своей являются картами формационными, отражая в первую очередь структуру и форму залегания геологических тел формационного ранга. Так называемые минералогические, литологические и другие карты отображают усредненный минеральный или литологический состав геологических формаций, так же как различные геофизические карты отражают их свойства. Тела более крупного ранга, образованные ассоциациями разнотипных геологических формаций, являются объектом тектонической картографии, и лишь в отдельных случаях могут быть изображены на мелкомасштабных (обзорных) геологических картах и схемах.

2. Создание единой системы взаимосвязанных разномасштабных карт логичней всего основывать на подразделениях местной стратиграфической шкалы, что потребует лишь некоторого уточнения содержания понятий наиболее крупных таксонов.

3. В практике геологического картографирования используется обычно пятиранговая система местных стратиграфических подразделений (серия – подсерия – свита – подсвита – пачка). Отсутствие такой системы для нестратифицированных образований вынуждает геологов-практиков вводить свои как более крупные, так и более мелкие подразделения для магматических и метаморфических тел, типа “мегакомплексов”, “рядов формаций”, “очаговых комплексов” и т.п. К обсуждению предлагается вариант единой иерархической системы для всех типов картируемых тел, опирающийся на сложившуюся и проверенную временем систему подразделений местной стратиграфической шкалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В.А. Геологическое картирование. М.: Госгеоллиздат, 1952. 371 с.
2. Бурдэ А.И. Картографический метод при региональных геологических работах. Л.: Недра, 1990. 250 с.
3. Вотях О.А. Структура вещества Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 224 с.
4. Геологические тела (терминологический справочник). Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
5. Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А. Основы геологической картографии. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
6. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению геологической карты СССР масштаба 1:50000 (1:25000). М.: Недра, 1986. 160 с.
7. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. М.: Роскомнедра, 1995. 244 с.
8. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000. СПб: МПР, 1999. 202 с.
9. Карпузов А.Ф., Морозов А.Ф., Чочиа Г.Д., и др. Информационно-аналитическая система «Государственная геологическая карта России» // Отч. геология. 1999. № 6. С.4-10
10. Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981. 211 с.
11. Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (30-е поколение). СПб: ВСЕГЕИ, 2003. 160 с.
12. Морозов А.Ф., Киреев А.С., Карпузов А.Ф., Москаленко З.Д. и др. Создание единой распределенной компьютерной модели геологического строения территории Российской Федерации // Геологическое картирование и прогнозно-металлогенетическая оценка территорий средствами компьютерных технологий. Красноярск, 1999. С. 12–17.
13. Палымский Б.Ф. Вулканические серии Северного Приохотья // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку Азии (Магадан, 4-6 апр. 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 14–16.

14. Палымский Б.Ф. Меловые вулканические формации Северного Приохотья // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Всерос. совещ., Новосибирск, 16-19 апр. 2003 г. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 249–251.
15. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Магматические формации и картографируемые магматические тела // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Всерос. совещ., Новосибирск, 16-19 апр. 2003 г. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 251–252.
16. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
17. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных подкомиссий. Вып. 24. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 46 с.
18. Сафиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1965. 160 с.
19. Сократов Н.И. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1972. 170 с.
20. Симаков К.В. На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 180 с.
21. Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
22. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф. Принципы выделения вулканических серий на Государственной геологической карте масштаба 1:1000000 3-го поколения // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV-го регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апр. 2000 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 61–64.
23. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 104–108.

Поступила в редакцию 1 декабря 2005 г.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

B.F. Palymsky

Hierarchical system of the mapped geological bodies

The problems of the definition of an object of geological mapping and the generation of the uniform system of the mapped bodies are considered. It is shown that all the mapped bodies are objects of the formational rank – geological formations, their parts or combinations. The general system of local divisions for the stratified and non-stratified divisions is offered.

Key words: object, mapping, geological formations, taxon, complex, series, subseries, suite, subsuite, band.

**РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА. РЯБИНОВСКОЕ
МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ*****А. Я. Кочетков****Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие “Аэрогеология”
МПП РФ, г. Москва*

Мало распространенные в земной коре щелочные породы известны как источник нерудного сырья и редких металлов. В последние 20–25 лет в ряде регионов мира в щелочных породах установлены неизвестные ранее рудные месторождения Fe, Cu, Mo, Au, Ag и платиноидов (МПП). Одним из таких регионов является Алданская провинция мезозойского магматизма. Многофазность формирования, контрастность состава пород характеризуют алданский комплекс и отдельные его магматические тела. Наиболее изученными в Центральном Алдане является Рябиновский массив и ассоциирующие с ним месторождения и рудопроявления. На месторождении Рябиновском рудные тела представлены штокверком золото-сульфидных руд в штоке эпилейцитовых сиенит-порфиров диаметром около 150 м. Главными рудными минералами являются борнит, халькопирит и пирит, в ассоциации с которыми присутствуют золото и минералы платиновой группы. Аналогичные месторождения описаны в Северо-Американских Кордильерах, в Юго-Восточной Аляске и других регионах щелочного магматизма. Так, несколько месторождений золота в щелочных породах или в тесной связи с ними установлены в зонах герцинской и мезозойской (яншаньской) тектоно-магматической активизации Северо-Китайского кратона.

Золото-сульфидные месторождения в щелочных массивах представляют новый тип месторождений, и их обнаружение существенно меняет представления о рудоносности щелочных магм и металлогении областей тектоно-магматической активизации с проявлениями щелочного магматизма.

Ключевые слова: калиевые щелочные породы, золото, платина, алданский комплекс, кратон.

Мало распространенные в земной коре щелочные породы известны как источник нерудного сырья и редких металлов. В последние два десятилетия в ряде регионов мира в щелочных породах установлены неизвестные ранее рудные месторождения Fe, Cu, Mo, Au, Ag и платиноидов (МПП). Одним из таких регионов является Алданская провинция мезозойского магматизма. Многофазность формирования, контрастность состава пород характеризуют алданский комплекс и отдельные его магматические тела. Наиболее контрастные по составу массивы щелочных пород в ряде случаев включают руды халькофильных и благородных металлов. Алданским и якутским геологам принадлежит приоритет в переоценке рудоносности щелочных массивов.

Ю.А. Билибиным упоминались золото-кварц-сульфидные рудопроявления в мезозойских щелочных массивах Центрального Алдана [2]. Более подробно им описаны рудные проявления в Ыллымахском массиве, которые были определены как “очень

редкий случай связи золотоносности с нефелиновыми и цеолитовыми сиенитами” [3]. В 40-е и 50-е годы на Алдане велись поиски месторождений золота, флюорита и молибдена. Но ориентирование поисков преимущественно на “лебединский” тип оруденения ограничивало возможности выявления и оценки золото-сульфидной минерализации в щелочных массивах. Оставались невыясненными источники золотоносных россыпей, известных в тесной связи с этими массивами. В 60–70-е годы были выявлены новые рудные проявления и геохимические аномалии золота, меди и молибдена в щелочных массивах (Ал. Угрюмов, 1964 г.) [26]. В 1977 г. по рекомендациям Металлогенической партии ЦКТЭ ЯТГУ (Ар.-Угрюмов, В.В. Карелин, В.И. Уютов и др.) начались поисково-разведочные работы в пределах массива Рябиновский, где были выявлены золотоносные калиевые метасоматиты. В этом же году начались тематические исследования сотрудников ИГ ЯФ СО АН СССР под руководством автора. Первые результаты

поисков и тематических исследований сведены в совместном научно-производственном отчете ТУГРЭ ЯТГУ и ИГ ЯФ СО АН СССР (В.В. Зайцев, А.Я. Кочетков, А.А. Ким и др., 1980 г.). Анализ полученного в результате этих работ материала позволил нам [13, 19] определить генезис золото-сульфидной минерализации в Рябиновском массиве, чем была обоснована перспективность щелочных массивов на комплексное оруденение Au, Ag, Cu, Mo, Pt, Pd. В 80-е годы рудоносность щелочных массивов изучалась рядом специалистов производственных и научных организаций, которыми получен значительный фактический материал по геологии и вещественному составу магматических, метасоматических и рудных образований Рябиновского и других массивов. В результате работ исследовательских групп и производственных коллективов установлены золотоносные рудные тела с промышленными параметрами в пределах Рябиновского массива и аналогичные рудопроявления в массивах Якокутский, Ыллымахский, Стрелкинский, Юхтинский, Томмотский. В 1984 г. автором была установлена платиноносность руд Рябиновского месторождения [14]. В 1985 г. автором же в 1200 м юго-восточнее участка Мусковитовый выявлен шток эпидейцитовых сиенит-порфиров с прожилково-вкрапленными золото-сульфидными рудами, т.е. открыто месторождение Новое. Позднее это месторождение было разведано ТУГРЭ ПГО “Якутскгеология” и ГП “Алдангеология” бурением и подземными выработками (рис. 1). Вместе с другими подобными рудопроявлениями эти объекты составили новую перспективную группу в семействе золоторудных объектов Центрального Алдана. За пределами Центрального Алдана перспективные на оруденение порфирового типа щелочные массивы известны в Учурском, Суннангинском, Ломамском и Мурунском рудно-магматических районах. Ревизии на золото-сульфидное оруденение требуют все узлы щелочного магматизма, особенно в случае приуроченности к ним аллювиальных россыпей золота. О перспективности этого типа оруденения свидетельствует выявление в конце 90-х гг. месторождения Самолазовское – золотоносной коры выветривания по скарнированным щелочным породам в Юхтинском рудно-магматическом узле [10].

Рябиновский массив, первоначально выделенный как единое магматическое тело площадью около 50 км² [4, 12, 20, 21], при более детальном наблюдении оказался состоящим из нескольких мелких тел, разделенных интенсивно фенитизированными гранито-гнейсами. Вместе с тем, не всегда удается однозначно отличить фениты от щелочных сиенитов и проследить контакт между ними. Поэтому для анализа

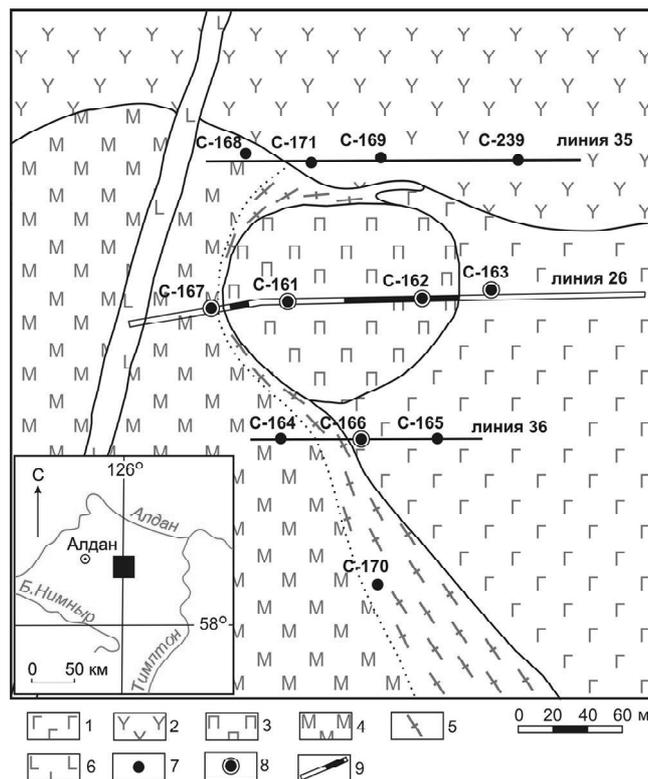


Рис. 1. Геологический план участка Новый Рябиновского месторождения.

1 – шонкиниты, 2 – эгириновые сиениты, 3 – золотоносные эпидейцитовые сиенит-порфиры, 4 – кварц-ортоклазовые метасоматиты по архейским породам, 5 – фениты, 6 – калиевые пикриты, 7 – поисковые скважины, безрудные, 8 – поисковые скважины рудные, 9 – разведочная траншея (закрашены рудные интервалы).

геологического положения и строения группа щелочных массивов бассейна ручья Рябиновский рассматривается как единая вулcano-плутоническая структура (далее массив). Эта структура размещена в западном борту Эльконского горста и приурочена к пересечению субмеридионального Якокутского, северо-восточного Томмотского и северо-западного Юхухтинского разломов [1]. Разрывы более высокого порядка, пересекающие массив, в основном соответствуют этим трем направлениям. В региональном плане щелочные массивы и ассоциирующие с ними золоторудные месторождения размещены также на северо-западном продолжении крупных золотоносных и ураноносных зон Эльконского горста [5]. Интрузивы прорывают фенитизированные и калишпатизированные гранито-гнейсы архея и гнейсы федоровской свиты, в кровле массива останцы известняков венда-нижнего кембрия скарнированы и мраморизованы. В единственном случае в контакте массива от-

мечены ороговикованные песчаники юры. Внутренние зоны массива эродированы глубже, чем его краевые участки, что придает ему в рельефе кальдерообразную форму и отражается в физических полях пониженными значениями плотности и намагниченности пород внутренних зон. Рябиновский массив сформировался в несколько этапов (фаз) магматизма (J_1 - K_2). Магматические породы массива относятся к лейцитит-щелочносиенитовой, фонолит-щелочносиенитовой, трахит-сиенитовой и шонкинит-щелочнопикритовой формациям (ассоциациям). В составе пород преобладают вулканоплутонические фации калиевой лейцитит-щелочносиенитовой и натрий-калиевой фонолит-щелочносиенитовой формаций. Фонолиты, щелочные трахиты, их туфолавы, лавобрекчии и агломератовые брекчии представляют вулканические и субвулканические фации, интрузивные тела (штоки, неправильные тела, некки) сложены малиньитами, шонкинитами, нефелиновыми, кальсилитовыми и эгириновыми сиенитами, пуласкитами. Дайки представлены тингуаитами, щелочными сиенит-порфирами, бостонитами, сельвсбергитами, грорудитами. Ограниченно развиты калиевые и ультракалиевые ультрабазиты в некках и дайках (калиевые минетты, калиевые пикриты, шонкинит-пикриты). Эта ассоциация пород относится к дифференциатам мантийной щелочнопикритовой (лампроитовой, магмы [6]. При детальном поисках нами было установлено, а поисковым бурением оконтурено трубообразное тело калиевых пикритоидов (лампроитов, по [6, 29]). В некке диаметром 100 м установлены калиевые пикриты, шонкинит-пикриты, шонкинит-порфиры и микрошонкиниты в очень сложных взаимоотношениях, а также лимбургиты и карбонатитовые жилы. Вместе с контактово-метасоматическими, автометасоматическими и гидротермальными образованиями Рябиновский массив может рассматриваться как локальная рудно-магматическая система. Разновозрастные магматические и метасоматические процессы сопровождались формированием разнообразных жил и прожилков (от ранних к поздним): эгириновых и кварц-эгириновых → диопсид-тремолитовых и тремолитовых → микроклиновых и кварц-микроклиновых → кварцевых и кварц-карбонатных.

Существенно калиевый метасоматоз, сопровождающийся прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, проявился по линейным зонам трещиноватости в измененных сиенитах с образованием микроклинов и серицитолитов с канкринитом, цеолитами, адуляром [21, 27]. Прожилково-вкрапленные сульфидные руды локализуются в зонах метасомати-

ческого изменения кольцевых щелочных массивов. Реже наблюдаются отдельные столбы, линзы и гнезда массивных сульфидных руд.

Вкрапленные сульфидные руды (пирит, халькопирит, борнит, галенит, молибденит и др.) проявлены по всей площади массива и, как показало поисковое бурение, в значительной части его объема. В более концентрированном виде прожилково-вкрапленное оруденение установлено на трех разобщенных участках контактовой и внутренних зон массива (табл. 1).

Первый из них (**рудопроявление Лагерное**) представлен слабо золотоносными сульфидными, сульфидно-кварц-карбонатными и сульфидно-кварцевыми рудными телами в контактово-метасоматических породах – эндоскарнах, скарнах и скарнированных эгириновых сиенитах, которые установлены в виде разобщенных фрагментов на высоких отметках водоразделов. К этим участкам приурочено прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение, представленное ассоциациями: а) альбитовой с тремолит-асбестом и ранним пиритом; б) полисульфидной с кварцем и кальцитом; в) поздней жильной галенит-кварцевой (табл. 1). Участок выявлен по геохимическим аномалиям Au, Cu, Pb, Li. Количество сульфидов в рудах – 1–5 %, достигая 10–20 % в обогащенных участках. Преобладает среди них пирит двух генераций. Околоскарновые метасоматиты с пиритом обеих генераций содержат повышенные его количества. От сульфидов золотосодержащих калиевых метасоматитов сульфиды контактово-метасоматических руд отличаются пониженными концентрациями титана и ванадия и более высокими – кобальта и никеля. Зональность контактово-метасоматических пород представляется следующим рядом: альбитизированные и эгиринизированные сиениты или калинатровые метасоматиты → эндоскарны и околоскарновые породы (эгирин-авгитовые породы с амфиболом, флогопитом, магнетитом, гранатом, сфеном) → скарны гранат-диопсидовые, флогопит-диопсидовые, тремолит-асбестовые с кальцитом. Концентрации золота в контактово-метасоматических породах с сульфидной минерализацией не превышает 0,1–1,0 г/т.

Месторождение Мусковитовое, локализуемое во внутренней части массива, представлено неправильным штокверком, размещенным в меридиональной зоне повышенной сульфидизации и золотоносности мощностью 0,5–0,7 км и протяженностью 1 км. Штокверк сложен микроклин-серицитовыми метасоматитами, иногда брекчиями того же состава, которые в пределах зоны постепенно сменяются мусковитизированными кальсилитовыми си-

Таблица 1. Минеральный состав руд Рябиновской группы месторождений золота.

Месторождения и рудопроявления	Главные минералы	Второстепенные минералы	Гипергенные минералы
Мусковитовое	Пирит I и II Халькопирит Борнит Гематит Эгирин Мусковит Микроклин Серицит Кварц	Молибденит Галенит Сфалерит Магнетит Ильменит Золото самородное Серебро самородное Джарлеит Карролит Мончеит Эрликманит Станнин Тетраэдрит Адуляр Канкринит Рутил Альбит Кальцит	Лимонит Гетит Лепидокрокит Ковеллин Халькозин Церуссит Лимонит Гидрогетит
Новое	Пирит Магнетит Гематит Микроклин Серицит Кварц	Галенит Борнит Халькопирит Сфалерит Молибденит Золото самородное Петцит Рутил Флюорит Брукит Кальцит	Лимонит Гидрогетит
Участок Лагерный	Пирит I и II Халькопирит Магнетит Гематит Тремолит Альбит Асбест Кальцит	Борнит Галенит Сфалерит Барит Кварц	Лимонит

енитами, прорванными многочисленными телами ортоклазовых пегматитов. Тела метасоматитов имеют размеры от маломощных зон до площадей в несколько кв.км. К наиболее крупному телу мусковитизированных сиенитов приурочены разведанные золоторудные залежи. Золотоносные метасоматиты слагают маломощные (первые метры) протяженные зоны интенсивного замещения ранних магматических и метасоматических пород вплоть до формирования мономинеральных серицитолитов. С ними, а также с микроклиновыми и кварц-микроклиновыми жилами, связана промышленная золото-сульфидная минерализация. Серицитизация сопровождалась образованием канкринита, цеолитов, апатита, флюорита, сульфидов (табл. 1).

Детальное изучение минералого-геохимических особенностей щелочного массива (Зайцев, Кочетков, Ким, 1980 г.) [9] позволило в наиболее эродированной его северо-восточной части выделить площадь (тело) эгирин-нефелиновых сиенитов, испытавших интенсивный калиевый метасоматоз. Содержание калия в преобразованных породах достигает 14 %, калий резко преобладает над натрием, при выщелачивании последнего происходило образование прожилков эгиринового, эгирин-альбитового, альбитового состава. В контурах зоны минерализации Мусковитового месторождения выделяются золоторудные тела с содержанием золота до 12 г/т, прослеженные скважинами до глубины 200 м и более. За пределами зоны сульфидизации кальсилитовые сиениты

ниты также подвержены мусковитизации и пиритизации в ореоле шириной до 3 км вокруг рудного штокверка. В пределах месторождения значительным развитием пользуются дайки минетт, биотитовых порфиров и эгиринитов, а также пегматоидные образования ортоклазового состава. Микроклино-мусковитовые метасоматиты прорываются неким калиевых пикритоидов, имеющим размеры около 100 м в диаметре. Наиболее обогащенные медью борнитовые руды выявлены разведочными работами ТУГРЭ Якутского ПГО за пределами золоторудных тел, в эгириновых метасоматитах. Меденосные зоны выявлены также при проверке электроразведочных аномалий ВП. Рудоносные участки массива насыщены дайками ортоклазовых пегматитов и аплитов, ориентированными поперек рудоконтролирующих структур. Серицитизация, микроклинизация и сульфидная минерализация наложены на дайки пегматитов и аплитов.

На месторождении установлены следующие минеральные ассоциации: 1) кварц-гематит-мусковит-калишпатовая, 2) серицит-микроклиновая с адуляром, 3) золото-пирит-микроклиновая, 4) золото-полисульфидная с кварцем, кальцитом, гематитом и рутилом, 5) молибденит-кварцевая, 6) галенит-кварцевая и кварцевая. В рудных телах, в участках (гнездах) интенсивной сульфидизации общее количество сульфидов достигает 10–20 %. Геохимический состав руд характеризует присутствие Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mn, V, причем золото положительно коррелируется с цинком и молибденом, серебро – со свинцом и медью, а молибден и медь имеют отрицательную корреляционную связь. В отдельных штучных пробах обнаружены примеси платины и палладия (табл. 1).

В золото-полисульфидной ассоциации преобладают халькопирит и борнит, присутствуют поздний пирит, сфалерит, галенит, золото, кальцит, кварц, рутил. Из жильных минералов преобладают кварц, микроклино, кальцит, мусковит. Халькопирит и борнит наблюдаются в виде прожилков, ксеноморфных вкрапленников, а также в виде включений в позднем пирите. Борнит отличается крайним непостоянством химического состава и элементов-примесей. Состав халькопирита близок к стехиометрическому. Оба главных минерала ассоциации содержат многочисленные включения галенита, сфалерита, гематита, ильменита, станнина, галеновисмутита, борнита, также серебра и видимого золота. Этими включениями определяется и состав элементов-примесей в обоих сульфидах. Характерна приуроченность сульфидов к цементу брекчированных метасоматитов, которыми нередко сло-

жены рудные тела. Пириты обеих продуктивных ассоциаций содержат повышенные концентрации Au, Cu, Zn, Ag, Ti, Co. В отличие от золотоносных пиритов других месторождений Центрального Алдана пириты Рябиновского не содержат мышьяка и сурьмы.

Соотношения сульфидов меняются с глубиной. В надрудных горизонтах и на флангах рудной зоны преобладает ранний пирит, в контуре рудных тел – халькопирит, борнит и поздний пирит, в подрудных горизонтах возрастает значение борнита, образующего самостоятельную вкрапленность.

Основными концентраторами золота являются пирит (содержание в руде до 5 %, в скоплениях и прожилках в ассоциации с поздними сульфидами до 10–20 %), борнит и халькопирит, а также псевдоморфозы гидроксидов железа по сульфидам (в окисленных рудах). Золото фракции менее 0,25 мм образует включения в пирите-2, борните, халькопирите. Более крупные выделения золота встречаются в сростаниях с пиритом, жильными минералами и лимонитом. Форма золотин – каплевидная, амёбовидная, комковатая, кристаллическая. Проба золота 910–935. Включения золота в борните имеют состав электрума (Au – 43 %, Ag – 57 %) и тесно ассоциируют с тонкими включениями серебра. Выделяются три разновидности свободного золота: темно-желтое (проба 904–936), светлое (844–900) и серебристое (630–750) с примесью ртути (10–26 %), высокопробное золото содержит элементы-примеси – Cu, Fe, Pb, низкопробное золото из близлежащей россыпи – Cu, Pb, Te, Fe, Mn, Sn, Pd.

Третий участок – **месторождение Новое** – представляет собой шток сульфидизированных эпителицитовых сиенит-порфиров, прорывающий фениты контактовой зоны Рябиновского массива. Диаметр штока – 100–150 м. Золото-сульфидная минерализация прослежена на глубину более 300 м. На месторождении развита зона окисления, прослеженная на глубину 20–30 м. Присутствуют лимонитовые охры, натечные и псевдоморфные по сульфидам агрегаты гидроксидов железа. В то же время, внутри этих агрегатов часто сохраняются сульфиды, встречается видимое золото (табл. 1).

Установленные в Рябиновском массиве типы золотого оруденения являются типичными для многих порфировых рудно-магматических систем [22]. Обособленный характер имеет молибденит-кварцевая ассоциация в калиевых метасоматитах. Геохимически устанавливается обратная корреляция молибдена с золотом и медью, что может свидетельствовать о разобщенности полисульфидной и молибденит-кварцевой ассоциаций. Содержание молибдена в отдельных

пробах вне рудных жил достигает 150–200 г/т, что в 100 раз выше фонового для рудных участков. Повышенные содержания молибдена повсеместно отмечены в Эльконском горсте за пределами Рябиновского массива. Описанные взаимоотношения разных типов оруденения позволяют говорить о двух этапах рудной минерализации, связанных с разными стадиями щелочного метасоматоза. С позднещелочной стадией связана гидротермальная минерализация с продуктивными золоторудными ассоциациями в калиевых метасоматитах и сульфидной минерализацией в контактово-метасоматических породах. В кремнекислотную стадию образовались кварцевые и кварц-галенитовые слабо золотоносные жилы.

Охарактеризованные особенности рябиновского типа оруденения по сравнению с эльконским, лебединским и куранахским типами подтверждают самостоятельность порфирирового типа золоторудных месторождений в семействе золоторудных и золотосодержащих объектов мегаструктуры Центрального Алдана. В частности, различается изотопный состав серы сульфидов: для лебединских руд характерна сера метеоритного изотопного состава, обычная в колчеданных месторождениях, для куранахских – существенна роль седиментогенной составляющей, сера рябиновских и эльконских руд отличается дефицитом изотопа S^{34} (от -5.7 до -12.8 ‰), что свойственно плутоногенным золоторудным месторождениям [8]. По изотопному составу свинца галенита ($^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.5$ и $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 17.0$) руды Рябиновского месторождения оказались ближе всего к руде эпitherмального палеозойского месторождения Кубака [25].

По данным декрипитации включений [12], образование порфирировых руд протекало в широком диапазоне температур ($^{\circ}C$): пирита – 360–120 (золотоносного – 200–300), халькопирита – 340–120, борнита – 340–200, кварца – 480–160. Температуры образования мусковита и серицита рудовмещающих метасоматитов, по данным декрепитации, составляют 450–200 и 300–100 $^{\circ}C$, соответственно [27].

Минералого-геохимическая зональность в Рябиновском рудном поле проявилась в совмещении первичных ореолов золота и серебра в центральных частях площадей с золотопорфирировым оруденением и смещении ореолов меди и молибдена на их периферию. Повышенные концентрации свинца тяготеют к контактам и кровле массива, фиксируя надрудный и верхнерудный уровни зонального ореола

Минеральный состав руд месторождений Рябиновского массива близок к составу эльконских руд, при повышенной роли халькопирита и борнита и отсутствии урановых минералов в рябиновских место-

рождениях. Типоморфными для последних, кроме борнита и халькопирита, являются редкие минералы группы платиноидов (мончеит, эрликманит) и кобальта (карролит). Изотопные составы серы сульфидов рябиновских и эльконских руд близки [18].

По региональной геологической позиции и глубине рудоотложения рябиновские месторождения близки к эльконским залежам. Щелочные комплексы, вмещающие руды прожилково-вкрапленного медно-молибден-золото-порфирирового типа, располагаются в разрезе не выше подошвы венд-раннекембрийского платформенного чехла.

А.А. Ким [9] утверждала, что по геологическим и минералого-геохимическим особенностям рябиновские месторождения не сопоставимы с известными типами месторождений Центрального Алдана и предложила выделять золото-пирит-халькопиритовый рябиновский тип оруденения без определения его формационной принадлежности. В то же время, этот автор отмечает такие особенности объекта, как 1) локализация оруденения в щелочном массиве в связи с проявлением ультракалиевого метасоматоза; 2) широкое развитие либнеритизации в гидротермальную стадию; 3) вкрапленный характер оруденения, приуроченного к линейным зонам калиевых метасоматитов; 4) связь золота с пирит-халькопирит-борнитовым парагенезисом; 5) концентрация Ni, Cr, V в качестве элементов-примесей руд и главных сульфидов при отсутствии в них As и Sb; 6) существенные колебания пробы золота, присутствие электрума и ртутного золота; 7) температурный интервал образования продуктивных ассоциаций 200–300 $^{\circ}C$; 8) несопоставимость золота Рябиновского месторождения с золотом других месторождений района. А.А.Ким, по существу, привела признаки рудной формации, но не разделяет определения, предложенного другими авторами, а, кроме того, резко выделила Рябиновское из семейства объектов Центрального Алдана, сформировавшихся в единой тектоно-магматической обстановке.

В целом рассматриваемое оруденение может быть отнесено к сложноформационным месторождениям, причем близкие его аналоги находятся не в эпикратонных областях, а в вулканических поясах на фемическом основании (Кальмакыр, Бьютт, Бингхем). Общими особенностями рудоносных массивов щелочных пород являются их сложное, полифациальное, нередко кольцевое строение, контрастный полиформационный состав слагающих их пород, калиевая природа щелочности всего комплекса пород – от ультрабазитов до фонолитов, “порфирировый” парагенезис продуктивной на золото и МПГ сульфидной ассоциации, преобладание палладия над платиной в

составе МПП. Вместе с другими подобными рудопроявлениями этот геолого-промышленный и генетический тип золотого оруденения составил новую перспективную формацию в семействе золоторудных формаций Центрального Алдана.

Выявленное в 1993 г. геологами ГПП “Алдангеология” месторождение Самолазовское размещено в экзо- и эндоконтакте Юхтинского щелочного массива [7]. Рудные тела в пределах разведанной части месторождения подвергнуты интенсивным гипергенным изменениям, дезинтегрированы и закарстованы. Тем не менее, по реликтам первичных руд установлена приуроченность золоторудной минерализации (пирит-кварцевых и карбонат-кварцевых метасоматитов) к зонам эндо- и экзоскарнов в кровле Юхтинского массива щелочных и субщелочных сиенитов. По геологическому положению и минеральному составу указанные скарны близки породам участка Лагерный Рябиновского рудного поля. Внутренние участки Юхтинского массива представляются перспективными для расширения геологоразведочных работ на более глубоких горизонтах, которые могут привести к выявлению новых залежей прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения.

Благородные металлы в рудных концентрациях установлены в полиформационных щелочных магматических комплексах Карелии и Кольского полуострова с существенным участием калиевых составляющих [24]. Интересным представляется выделение указанными авторами золото-платиноидно-сульфидного вкрапленного типа оруденения и сопоставление его с рябиновским типом Центрального Алдана. Можно также согласиться с мнением этих авторов, что с точки зрения перспектив благороднометалльной минерализации наибольший интерес представляют интрузивы, в строении которых участвуют производные наиболее глубоких выплавов и продукты интенсивного калиевого метасоматоза. Отличием же рудоносного алданского комплекса от кольских комплексов является значительно более широкое развитие в последних разнообразных карбонатитов, что более характерно для месторождений типа Палабора (Южная Африка).

Примерно в одно время с выявлением и изучением золото-порфинового оруденения в Центральном Алдане появились сообщения об открытии аналогичных месторождений в Канадских Кордильерах [28]. Щелочные породы, имеющие возраст от докембрийского до кайнозойского, широко распространены в Северо-Американских Кордильерах. Они представлены кимберлитами (скорее, калиевыми пикритами – А.К.), ультракалиевыми сиенитами, пироксенитами,

ийолитами, карбонатитами, щелочными базальтами, а также агпайтовыми породами гранит-сиенит-габбровой ассоциации. Большинство этих пород формировалось в обстановке растяжения – в рифтах и тыловых бассейнах. Со щелочными магматическими комплексами парагенетически (?) связаны три генетических типа месторождений золота: 1) эпitherмальные золоторудные, 2) золото- и платиносодержащие медно-порфиновые, 3) подводно-морские эксгальционные. Эпitherмальные золоторудные месторождения ассоциируют с базальтоидными сиенитами, трахитами и фонолитами. Представлены они калишпат-кварц-карбонатными жилами с флюоритом и теллуридами, характеризуются низкими содержаниями серы и преобладанием золота над серебром. Порфиновые месторождения связаны со щелочными габбро и сиенитами и характеризуются сульфидной вкрапленной, жильной и гнездовой минерализацией с высокой концентрацией серы. Соотношение рудных компонентов – $Cu > Ag > Au > МПП$. В обоих типах месторождений развиты карбонатные, калишпатовые и аргиллизитовые метасоматиты. Эксгальционные (колчеданные) золото-серебряные месторождения в данном регионе существенного значения не имеют.

Геолого-генетическая модель медно-золото-порфиновых месторождений в щелочных породах предложена на сайте British Columbia Geological Survey [32]. Автор модели сопоставляет западноканадские медно-золото-порфиновые месторождения с более известными в литературе Ок Тэди (Папуа Новая Гвинея) и Таи Парит (Филиппины). Рудные тела западноканадских месторождений представлены крупными штокверками с извлекаемой (bulk-mineable) прожилково-вкрапленной рудной минерализацией внутри или в контакте порфириновых интрузивов – от диоритового до щелочносиенитового состава. Месторождения приурочены к границам океанических вулканических поясов, сложенных шошонитовыми эффузивными и щелочными интрузивными (до нефелиновых сиенитов) породами. Возраст минерализации раннемезозойский (T_3-J_1). Собственно рудовмещающие породы представлены щелочными габбро и щелочными сиенитами. Рудные тела оконтуриваются по результатам опробования, выделяясь в ареале измененных пород с бедной рудной минерализацией. Характерной особенностью руд является сочетание брекчиевых текстур и разнозернистых (до порфиривидных и пегматоидных) структур. Рудные минералы представлены халькопиритом (преимущественно), пиритом, магнетитом, борнитом, халькозином, реже встречаются галенит, сфалерит, тетраэдрит, золото и серебро, жильные – биотитом, калишпатом, серицитом, реже

гранатом (меланит), диопсидом и ангидритом. Кварцевые жилы для рудных тел и зон минерализации не характерны. Центральные зоны отличаются обилием калишпата, биотита и ангидрита, совпадающих по времени образования с рудной минерализацией. Околорудные изменения проявлены в пропицитизации и серицитизации (с пиритом). В околорудном пространстве отмечены также включения актинолита, хлорита, эпидота, скаполита, содалита, флюорита, карбоната и более редких минералов. Интенсивно гидротермально измененные зоны выявляются по пониженному удельному сопротивлению и аномалиям вызванной поляризации. Для щелочных порфировых месторождений характерны пространственные и структурные связи с полиметалльными скарнами, эпитермальными золото-серебряными и золото-теллуридными месторождениями. Запасы щелочных порфировых месторождений Британской Колумбии составляют от 10 до 300 млн т руды со средним содержанием 0,2–1,5 % Cu, 0,2–0,6 г/т Au и более 2 г/т Ag. Крупнейшим месторождением этого типа является Коппер Маунтин (США), запасы руды которого составляют 435 млн т с

содержанием Cu 0,44 % и Au 0,14 г/т. Руды месторождения содержат в основном борнит и халькопирит, развитые в рассеянном (вкрапленном) виде в пределах штокверков в поздне триасовых щелочных интрузивных и вулканических породах (табл. 2).

Несколько месторождений золота в щелочных породах или в тесной связи с ними установлены в зонах герцинской и мезозойской (яншаньской) тектономагматической активизации Северо-Китайского кратона (рис. 2) [31]. До 1985 г. они не имели существенного значения в сырьевой базе золота Китая. Несколько позднее, с открытием до 10 месторождений золота “щелочного типа” и установлением их значительного ресурсного потенциала, произошел прорыв в их поисках, разведке и научных исследованиях. Эти месторождения пространственно и по времени формирования связаны со щелочными интрузивными комплексами, дайковыми роями и зонами брекчий. Золоторудная минерализация проявлена в виде калишпат-кварцевых штокверков, кварцевых жил и альбититовых линз. Авторы по результатам исследований констатируют прямые генетические связи

Таблица 2. Основные особенности избранных золоторудных месторождений, связанных со щелочными интрузивными комплексами Северо-Китайского кратона (по [31]).

Месторождения, провинции	Интрузивы (возраст в млн лет)	Рудные тела	Рудные минералы	Околорудные минералы	Содержания (г/т), запасы, степень освоения
Вулашань Wulashan, Внутренняя Монголия	Дайки – Вi граниты, Еg-Аv сиениты, (270–290)	Qv и Qv-Ks жилы и жильные зоны	Pу, Нр, Gn, Sf, Bn, Td, Ek, Mt, Kv, Au сам.	Qv, Ks, Sr, Hl, Cb, Kl	1–9 (7), крупные, добыча
Донгпинг Dongping, Хебей	Монцониты, Еg-Аv сиениты (178– 266)	Ап, Qv и Ks жилы и жильные зоны	Pу, Нр, Gn, Sf, Bn, Mt, Kv, Au сам., Au- Те минералы	Ks, Sr, Cb, Qv, Hl	7–354 (7), крупные, добыча
Хейшаньмен Нейшаньмен, Хебей	Граниты и диориты (160–165), Еg-Аv сиенит-трахитовый комплекс (МZ)	Зоны и линзы изменённых пород	Pу, Mt, Hm, Нр, Gn, Mb, Au сам.	Ks, Qv, Ab, Sr, Hl, Kl, Cb	4–59 (6), средние, разведка
Кьюгоу Qiygou, Хенань	Щелочные эруптивные брекчии (PZ), гранитоиды (МZ)	Зоны и камеры изменённых пород	Pу, Нр, Gn, Sf, Bs, Bn, Mb, Mt, Au сам.	Qv, Hl, Ep, Ks, Sr, Ab	2–8 (5), средние, добыча
Гуйлайжуанг Guilaizhuang, Шандонг	Щелочной интрузивный комплекс (МZ), щелочные сиениты и эруптивные брекчии (136)	Линзы, жильные зоны, пластовые залежи вкрапленных руд	Kv, Ek, Pу, Нр, Bn, Gn, Au сам.	Ks, Sr, Qv, Kl, Kb	2–21 (6) средние, разведка
Шуангванг Shuanvang, Шаанси	Альбититы и альбититовые брекчии (PZ), монцонито- диориты (217)	Линзы и залежи	Kv, Tb, Pу, Pm, Нр, As, Gn, Au сам.	Ab, An, Pу, Cb	3–78 (4) крупные, добыча

Примечание. 1. Запасы: крупные – более 20 т золота, средние – 5–20 т, мелкие – менее 5 т. В скобках – средние содержания золота в г/т. 2. Наименования минералов: Ab – альбит, An – анкерит, As – арсениопирит, Bs – висмутин, Bn – борнит, Cb – карбонат, Еg-Аv – эгирин-авгит, Ek – электрум, Ep – эпидот, Gn – галенит, Hl – хлорит, Hm – гематит, Нр – халькопирит, Kl – каолин, Ks – калиевый полевой шпат, Kv – калаверит, Mb – молибденит, Mt – магнетит, Pm – полидимит, Pу – пирит, Qv – кварц, Sf – сфалерит, Sr – серицит, Tb – теллуробисмутит, Td – тетраэдрит.

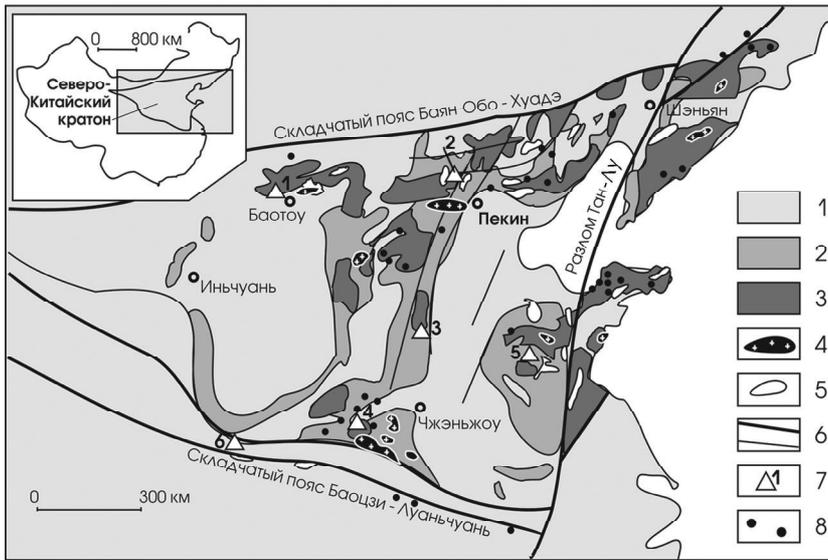


Рис. 2. Схематическая карта распределения месторождений золота щелочного типа на Северо-Китайском кратоне [31].

1 – четвертичные отложения, 2 – протерозойские комплексы, 3 – архейские комплексы, 4 – мезозойские гранитоиды, 5 – мезозойские щелочные интрузивы, 6 – разломы первого и второго порядков, 7 – месторождения золота “щелочного типа”, 8 – месторождения золота других типов. Золоторудные месторождения “щелочного типа”: 1 – Улашань, Внутренняя Монголия, 2 – Дунпин, северо-запад провинции Хэбэй, 3 – Хэйшаньмынь, юг провинции Жэбэй, 4 – Циюгоу, провинция Хэнань, 5 – Гуйлайчжуан, провинция Шаньдун, 6 – Шуанван, провинция Шаньси.

золоторудной металлогении с щелочной магмой, обогащенной летучими компонентами. Щелочные изверженные породы приурочены к глубинным разломам внутри кратона или в краевых его частях. Предлагается уделить особое внимание щелочным изверженным породам при поисковых работах и металлогенических исследованиях.

Даже беглое сравнение геологического строения Алданского щита и Северо-Китайского кратона свидетельствует о значительном сходстве этих двух крупных регионов тектоно-магматической активизации как в составе и возрасте кристаллического фундамента обеих структур (3300–3500 млн лет), так и в формах проявления фанерозойского магматизма и оруденения. Для этих проявлений чрезвычайно характерно линейно-узловое их распределение. Близки по составу и золотоносные ассоциации магматических пород, хотя китайские коллеги в щелочные комплексы, вместе с нефелиновыми и эгириновыми сиенитами, включают также карбонатиты и сиениты повышенной щелочности (субщелочные сиениты и монцититы), что отражает степень изученности магматизма. Характеристика главных месторождений щелочного типа Северного Китая приведена в таблице 2. К этому типу месторождений относится и крупнейшее из них – Улашань (Внутренняя Монголия), для которого особенно характерны тесные связи золото-кварцевых жил с дайками эгириновых сиенит-порфиров (жилы размещены внутри даек или между этими дайками и калишпат-кварцевыми жилами). Около 70 т золота подсчитаны в золото-кварцевом месторождении Дунпин, жилы которого локализованы в гидротермально измененных (главным образом, калишпатизация и серицитизация) монцититах и эгириновых сиенитах.

Месторождение Хэйшаньмынь размещено в вулканическом комплексе, близком по размерам Рябиновскому массиву (50 км²), но среди пород комплекса преобладают субщелочные трахиты и сиениты, а само месторождение по составу руд и морфологии рудных тел ближе соответствует золото-кварцевому типу. Более отчетливо порфировая (прожилково-вкрапленная) природа и медно-молибденовый состав руд проявлены в крупном месторождении Олюгоу, приуроченном к крупным зонам эруптивных брекчий. В этом месторождении золоторудная минерализация сопровождается окварцеванием и серицитизацией, степень проявления которых прямо зависит от крупности рудных тел. Разведываемое золотопорфировое месторождение Гуйлайчжуан приурочено к комплексу щелочных и субщелочных сиенитов и эруптивных брекчий. Аналогичная позиция у месторождения Шуанван, но рудные тела здесь более тяготеют к альбититовым эруптивным брекчиям.

Из обзора золотоносности Северо-Китайского кратона следует, что при определенном его сходстве с Алданским щитом для последнего более характерны существенно калиевые магматические комплексы. Из этого сравнения следует, что потенциально золотоносными является значительный круг щелочных и субщелочных пород, продуктов кристаллизации щелочнобазальтовой и латитовой магм. К этому же выводу пришли китайские геологи, считающие, что недавно открытые месторождения золота в Северном Китае (табл. 2) составляют новый тип золотого оруденения, связанного с щелочными интрузивными или эруптивными комплексами. Эти рудно-магматические комплексы обязаны своим происхождением герцинской и мезозойской активизациям кратона, проявив-

шимся в интенсивном развитии разломной и блоковой тектоники и щелочного магматизма. Для золоторудной минерализации щелочного типа характерно размещение внутри щелочных интрузивов или вулканических комплексов или в контактовой зоне их с вмещающими породами. В пределах рудных зон оруденение проявлено в жильной (калишпат-кварцевые жилы в верхних частях зон) и прожилково-вкрапленной (в нижних их частях) формах. На долю вкрапленного оруденения приходится до 70 % запасов золота (месторождение Дунпин). Руды этих месторождений характеризуются значительными количествами калишпата и пониженной сульфидностью. Тем не менее, Au, Ag, Bi, Cu, Pb и Zn являются индикаторами рассматриваемого типа оруденения и поисковыми признаками месторождений. Теллуриды являются обычным попутным компонентом с самородным золотом. Металлы платиновой группы, установленные нами в золотоносных щелочных породах и связанных с ними рудах в Центральном Алдане [10, 11], являются типоморфными для калиевых ультраосновных пород, неизвестных в Северо-Китайском кратоне, но пользующихся значительным распространением в алданском магматическом комплексе [11, 14, 17]. Калишпатизация и серицитизация – наиболее характерные околорудные изменения пород в щелочных рудно-магматических системах. Окварцевание более характерно для северокитайских месторождений, чем для алданских. Золотоносные щелочные интрузивы и эруптивные комплексы широко распространены вдоль северной и южной окраин Северо-Китайского кратона и представляют собой потенциальные объекты для поисков и разведки золоторудных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До начала 80-х гг. прошлого столетия гетерогенные щелочные магматические породы и карбонатиты рассматривались и изучались лишь как источники разнообразных редких металлов и химического сырья. Редкие находки благородных металлов и сульфидов цветных металлов представляли чисто научный интерес для детального изучения необычных минеральных парагенезисов. Даже выявление россыпей золота и МПГ в связи со щелочными породами на Алданском щите, в Маймеча-Котуйском районе и других регионах объяснялось присутствием среди щелочных пород обычных гипербазитов альпийского типа. Необычная рудоносность щелочносиенит-карбонатитового комплекса Лулекоп в Южной Африке (апатиты, железные руды, медь, золото, МПГ, цирконий, уран, торий) считалась уникальной, не имеющей аналогов в мире. Однако в последние десятилетия рудные месторождения с необычными ассоциациями

благородных, халькофильных и редких (в т.ч. радиоактивных) металлов установлены в Турции (Бейликахир), Вьетнаме (Шинкуэн), юго-восточном Китае, Австралии (Олимпик Дам) и в ряде других регионов. Все эти объекты в той или иной степени связаны со щелочными или карбонатитовыми комплексами. Вместе с тем, промышленные месторождения золота и других металлов в щелочных комплексах по-прежнему представлялись мало вероятными. Однако к началу 80-х гг. появились сообщения об открытии и разведке такого рода месторождений в Южной Якутии [19, 13] и в Западной Канаде [28, 30, 33]. В последующие годы, по мере разведки и изучения уже известных месторождений в щелочных комплексах [21, 16] становились яснее перспективы выявления рудных месторождений нового типа в ряде других щелочных провинций России и мира (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Кузнецкий Алатау, Южно-Китайская и др.).

Авторский и известный в литературе материал позволяют выделить три морфологических типа месторождений золота, МПГ и полиметаллов в комплексах щелочных пород – жильный, прожилково-вкрапленных залежей (штокверковый) и собственно порфировый. В 90-е гг. в Алданском районе геологами ФГУГПП “Алдангеология” выявлено золоторудное месторождение в коре выветривания щелочного массива. Преимущественно жильный характер имеют золото-кварц-магнетит-актинолитовые и золото-сульфидно-кварцевые руды в щелочных магматических и метасоматических породах одного из рудных районов Восточного Забайкалья [23]. Но промышленные месторождения представлены только прожилково-вкрапленными залежами и (молибден-медно)-золото-порфировыми телами, включающими пирит, халькопирит, борнит, иногда магнетит или гематит, галенит, сфалерит, золото и пригодными для открытой отработки. Месторождения эти характерны для внутриплитных и пограничных зон тектоно-магматической активизации, а также для вулканических островных дуг с рифтогенным геодинамическим режимом. В металлогеническом плане эти месторождения, как и меднопорфировые объекты, обычно ассоциированы со скарновыми и эпитермальными золото-серебряными месторождениями. Состав магматических пород, вмещающих или контролирующих рассматриваемое оруденение, варьирует от габбро и сиенитов повышенной щелочности до шонкинитов, малинитов, нефелиновых сиенитов, пуласкитов [15, 32]. Обычно присутствие даек и некков калиевых пикритов и шонкинит-пикритов, которым, видимо, обязано появление в золото-сульфидных рудах минералов МПГ. Наряду с несколькими интрузивными фазами в пределах ру-

доносных комплексов обычно проявлены также вулканические процессы с излиянием калиевых щелочнобазальтовых и реже фонолитовых лав (Рябиновский и Якокутский массивы в Центральном Алдане). Существенно калиевый профиль магматизма продолжился в постмагматических и околорудных изменениях пород в виде микроклинизации, мусковитизации и серицитизации, а также в жильных образованиях. Золотопорфировые месторождения в щелочных породах молибден и медь содержат в незначительном количестве, основную ценность в них представляют золото, серебро и, иногда, МПП. Из характерных элементов-примесей в рудах присутствуют также Ti, V, Nb, P, F, Ba, Sr, Rb, Te, Co, Ni, Mn. “Щелочные порфировые месторождения” Британской Колумбии, имея запасы руды от 10 до 300 млн т, содержат меди 0.2–1.5 %, золота 0.2–0.6 г/т, серебра более 2 г/т [32, 34].

Общими особенностями рудоносных массивов щелочных пород являются их сложное, полифациальное, нередко кольцевое строение, контрастный полиформационный состав слагающих их пород, калиевая природа щелочности всего комплекса пород – от ультрабазитов до фонолитов, “порфировый” парагенезис продуктивной на золото и МПП сульфидной ассоциации, нередко преобладание палладия над платиной в составе МПП. Анализ геохимических особенностей золотосодержащих руд в порфировых рудных телах в щелочных породах и сульфидно-кварц-карбонатных или сульфидно-кварцевых залежей и жил в полях развития субщелочных интрузивов свидетельствует об общности источников их рудоносных растворов, также как зональное размещение оруденения разных типов относительно магматических центров.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А., Кичигин Л.Н., Кочетков А.Я. и др. Геолого-тектонические предпосылки золотого оруденения Центрального Алдана // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 31–52.
- Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.–Л.: АН СССР, 1941.
- Билибин Ю.А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.–Л.: Гостеоиздат, 1947.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.И. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология руд. месторождений, 1998. Т. 40, № 4. С. 354–369.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991.
- Гусев В.Н., Элюев В.К., Боярко Г.Ю. Самолазовское золото-скарновое месторождение // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 2000. С. 108–117.
- Загрузина И.А., Голубчина М.П., Кочетков А.Я., Миронюк Е.П. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 405–407.
- Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 93–108.
- Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лескова Н.В. Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 111–135.
- Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 4. С. 345–356.
- Кочетков А.Я. Особенности строения и состава рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 6. С. 697–700.
- Кочетков А.Я. О новом типе меднопорфирового оруденения. // Докл. АН СССР, 1982. Т. 267, № 2. С. 430–432.
- Кочетков А.Я. Платиноидная геохимическая специализация рудоносных щелочных комплексов Центрального Алдана // Бюл. НТИ. Геология и полез. ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 25–27.
- Кочетков А.Я. Меднопорфировое оруденение зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. // Тектоника Сибири. Т. XII. Новосибирск: Наука, 1985. С. 150–155.
- Кочетков А.Я. Молибден-медно-золотопорфировое месторождение Рябиновое // Отеч. геология. 1993. № 7. С. 50–58.
- Кочетков А.Я., Аношин Г.Н., Коваленкер В.А., Мызников И.К. Новые данные о платиноносности мезозойских щелочных комплексов Центрального Алдана // Докл. РАН, 1998. Т. 363, № 3. С. 383–385.
- Кочетков А.Я., Игумнова Н.С., Ким А.А. Формационные и минеральные типы мезозойского оруденения Центрального Алдана // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 20–31.
- Кочетков А.Я., Ким А.А., Пахомов В.Н. Строение, состав и золотоносность Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геология месторождений золота Якутии. Критерии и методы их поисков и оценки. Якутск: ЯТГУ МГ СССР, 1979. С. 94–96.
- Кочетков А.Я., Кравченко С.М., Лазебник К.А. Новые аспекты мезозойской металлогении Алданского щита // Закономерности размещения полезных ископаемых XV (металлогения Сибири). М.: Наука, 1988. С. 91–99.
- Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и ме-

- тасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 79–110.
22. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Меднопорфировые месторождения мира. М.: Недра. 1986.
 23. Полохов В.П., Евсеев Ю.П., Грабеклис Р.В., Бычков М.А. Особенности строения и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского рудного района) // Металлогенетический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977. С. 122–164.
 24. Путинцева Е.В., Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А. Благоприятная минерализация и алмазоносность щелочных комплексов Карело-Кольского региона // Отч. геология. 1996. № 11. С.18–26.
 25. Сидоров А.А., Волков А.В. Источники рудного вещества и условия формирования золоторудных месторождений Северо-Востока России // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 5. С. 658–661.
 26. Силян И.И., Угрюмов А.Н. Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 275–282.
 27. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.
 28. Barr, D.A., Fox, V.E., Northcote, K.E., Preto, V.A. (1976). The Alkaline Suite Porphyry Deposits // A Summary / Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, Sutherland Brown, A. Editor, Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special V. 15. 1976. P. 359–367.
 29. Mues U. Geochemische und radiometrische Untersuchungen an Lamproiten und anderen Alkaligesteinen von Yakokut und Inagli, Aldan-Schild, Ostsibirien. Dissertation, 1993. Freiburg Universität.
 30. Mutschler F.E., Griffin M.E., Stevens D.S., Shannon S. S. Precious Metals Deposits related to Alkaline Rocks in the North American Cordillera – an Interpretive Review // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1985. V. 88. P. 355–377.
 31. Nie Feng-Jun, Wu Cheng-Yu. Gold deposits related to alkaline igneous rocks in North China Craton, People's Republic of China // Global Tectonics and Metallogeny. 1998. V. 6. P. 159–171.
 32. Panteleyev, A. Porphyry Cu-Au: Alkalic type in Selected British Columbia Mineral Deposits Profiles. V. 1. Metallics and Coal. Open File 1995-20. P. 83–86.
 33. Werle J.L., Ikramuddin M., Mutscher F.E. Allard Stock, La Plata Mountains, Colorado – an Alkaline Rock-Hosted Porphyry Copper-Precious Metal Deposit // Canadian Journal Earth Sci. 1984. V. 21, N 6. P. 630–641.
 34. Schroeter, T.G., Cameron, R. Alkalic Intrusion-associated Au-Ag in Selected British Columbia Mineral Deposits Profiles. V. 2 – Metallic Deposits, Open File 1996-13. P. 49–51.

Поступила в редакцию 18 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

A.Ya. Kochetkov

Ore potential of alkaline massifs of the Aldan shield. Ryabinovsky copper-gold-porphyry deposit

Alkaline rocks, which are of limited occurrence in the Earth's crust, are known as a source of non-metalliferous raw material and rare metals. In the last 20–25 years, the earlier unknown ore deposits of Fe, Cu, Mo, Au, Ag and MPG were established in alkaline rocks in a number of regions of the world. One of such regions is the Aldan Province of Mesozoic magmatism. The polyphase nature of formation and variability of the rock composition characterize the Aldan complex and its separate magmatic bodies. The Ryabinovsky Massif and the associated deposits and ore occurrences are the best studied in the Central Aldan region. The ore bodies at the Ryabinovsky deposit are represented by a stockwork of gold-sulfide ores in the stock of epileucitic syenite-porphyrries about 150 m in diameter. Major ore bodies are bornite, chalcopyrite and pyrite in association with platinum group minerals and gold. Similar deposits have been described in the North American Cordillera, Southeast Alaska and other regions of alkaline magmatism. For example, several gold deposits in alkaline rocks or closely associated with them have been recognized in the zones of Hercynian and Mesozoic (Yanshanian) tectono-magmatic activation of the North Chinese Craton.

Gold-sulfide deposits in the alkaline massifs represent a new type of porphyry deposits, and their detection essentially changes the conception of ore potential of alkaline magmas and metallogeny of areas of tectono-magmatic activation with alkaline magmatism manifestations.

Key words: potassic alkaline rocks, gold, platinum, Aldan complex, craton.

**МИНЕРАЛОГИЯ РУД МАЙСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ПРИМОРЬЕ)**

Ю.Г. Пискунов*, Л.И. Роголина*, Ю.П. Юшманов, А.А. Катрук*****

*Институт геологии и природопользования, г. Благовещенск,

** Биробиджанский государственный педагогический институт, г. Биробиджан,

***Закрытое акционерное общество “Горно-металлургическая компания “Электрум””, г. Дальнегорск

Майское золото-серебряное месторождение расположено в Дальнегорском рудном узле Приморского края. Оно локализовано в верхнемеловых вулканитах кислого состава, несогласно залегающих на нижнемеловой толще терригенных пород. Оруденение приурочено к линейным зонам дробления и представлено минерализованными брекчиями и монокварцитами. Рудоносны кварцевые, адуляр-кварцевые и адуляр-хлорит-серицит-кварцевые жилы, прожилки и зоны метасоматитов. Состав руд: кварц (80–90 %), адуляр (10 %), хлорит, серицит (по 3–4 %). Рудные минералы (3–5 %) представлены агрегатами размером 0,01–0,25 мм взаимного прораствания золота и серебра с пираргиритом, аргентитом, кварцем и адуляром, а также акантитом и кераргиритом. Спектральным анализом в рудах установлены высокие содержания золота, серебра, мышьяка, сурьмы, свинца, бария и ртути. Отношение Au:Ag составляет от 1:7 до 1:43. Руды хорошо поддаются переработке методом цианирования. Месторождение отрабатывается ЗАО ГМК “Электрум”. Есть перспективы прироста ресурсов благородных металлов рудного поля.

Ключевые слова: золото, серебро, кераргирит, платиноиды, вулканогенный, Приморье.

Майское месторождение расположено в Дальнегорском горнопромышленном районе Приморского края, известном своими серебро-полиметаллическими, оловянно-полиметаллическими и боросиликатными месторождениями. Его геологическая позиция определяется приуроченностью к юго-восточной части Дальнегорской вулканогенно-тектонической депрессии на стыке с Мономаховским поднятием в пределах Приморского сектора Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, наложенного на аккреционно-складчатые образования Таухинского террейна. Рудовмещающие породы представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями кислого состава петрозувевской свиты (сеноман), которые вверх по разрезу сменяются близкими по составу и происхождению образованиями приморской серии (турон–сантон). Складчатый фундамент, сложенный нижнемеловыми терригенными породами олигоценной толщи, ступенчато погружается на север, где мощность покровов вулканитов увеличивается от 200 до 1000 и более метров.

В пределах месторождения наряду с крутопадающими широко распространены пологие зоны дроб-

ления северо-западного и широтного направлений. Разломы частично залечены дайками и сопровождаются окварцеванием, серицитизацией и лимонитизацией вмещающих пород с развитием геохимических ореолов мышьяка, серебра и золота [4]. Установлено около десяти линейно-вытянутых зон дробления, выполненных минерализованными брекчиями и монокварцитами. Тела кварцевого состава в виде мало-мощных жил и прожилковых зон содержат продуктивную минерализацию. Наиболее изучена из них зона Майская. Она приурочена к контакту покрова вулканитов с вулканогенно-осадочными образованиями (рис.), простирается в северо-западном – субширотном направлении и полого погружается к северу. Рудная минерализация проявлена в жилах, прожилках и зонах метасоматитов кварцевого, адуляр-кварцевого и адуляр-хлорит-серицит-кварцевого составов. Абсолютный возраст оруденения, определенный аргон-аргоновым методом по адуляру, составил 41 млн лет [1].

Руды тонкозернистые и весьма тонкозернистые, неоднородные, рудные столбы чередуются с обедненными участками. Преобладают прожилково-полосча-

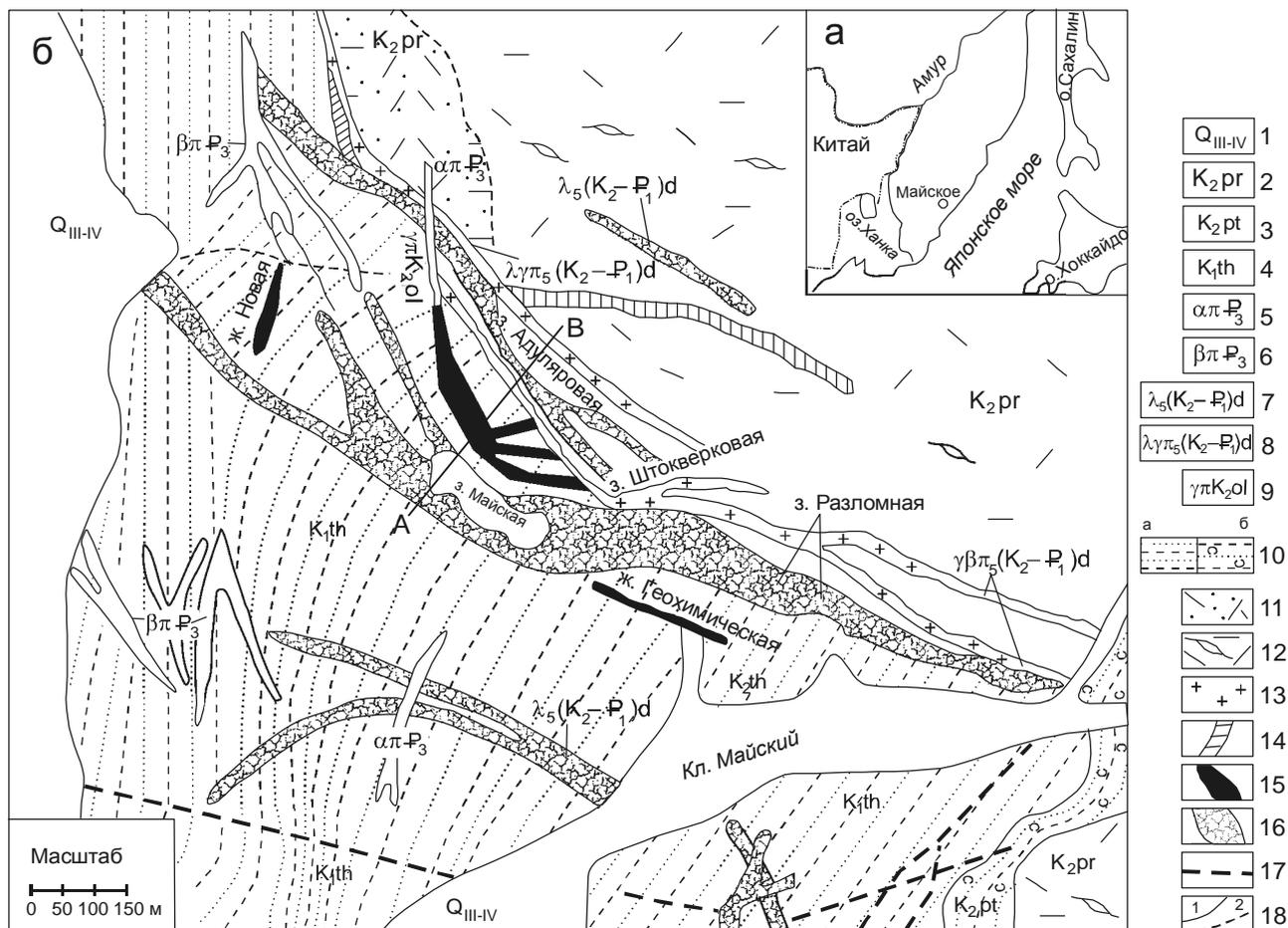
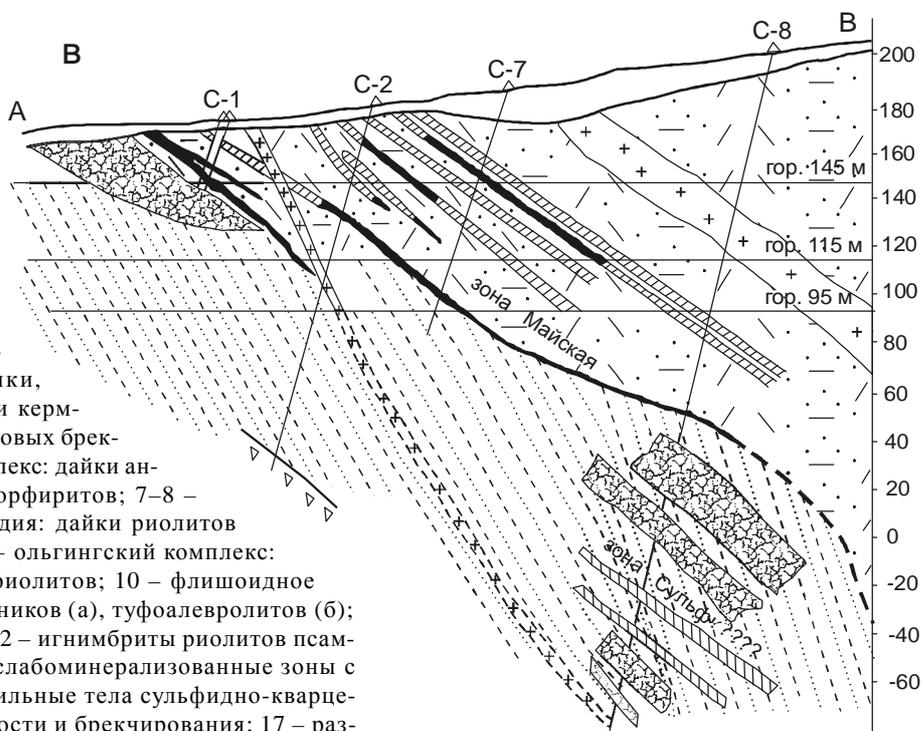


Рис. Положение Майского месторождения (а), его схематическая геологическая карта (б) и разрез (в).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – приморская свита, верхняя толща: игнимбриты и кристаллокластические туфы риолитов; 3 – петрозевская свита: конгломератобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты; 4 – олистостромовая толща таухинской свиты: алевролиты, разнозернистые песчаники, алевролиты с обломками и глыбами кермнистых пород, песчаников, полимиктовых брекчий; 5–6 – позднепалеогеновый комплекс: дайки андезитовых (5) и долеритовых (6) порфиритов; 7–8 – дальнегорский комплекс, пятая стадия: дайки риолитов (7) и гранодиорит-порфиров (8); 9 – ольгинский комплекс: экзструзии риолитов, игнимбритов риолитов; 10 – флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников (а), туфоалевролитов (б); 11 – туфы риолитов псаммитовые; 12 – игнимбриты риолитов псаммитовые; 13 – гранодиориты; 14 – слабоминерализованные зоны с вкрапленностью сульфидов; 15 – жильные тела сульфидно-кварцевого состава; 16 – зоны трещиноватости и брекчирования; 17 – разрывные нарушения; 18 – геологические границы: установленные (1), предполагаемые (2).



тые, реже – брекчиевые, колломорфно-полосчатые и крустификационные текстуры, характерные для близ-поверхностных (эпитермальных) золото-серебряных месторождений. Отдельные штуфы из обогащенных участков содержат до 2,5 кг/т золота и до 18 кг/т серебра.

Минеральный состав руд Майского месторождения изучался на стадии его разведки геологами Дальнегорской экспедиции, а впоследствии – Свешниковой О.Л. (ИГЕМ, Москва) и авторами статьи. Все исследователи отмечают весьма мелкие выделения рудных минералов, широкое развитие минералов серебра и низкую пробу золота. Состав руд (по шлифам): кварц (80–90 %), адуляр (10 %), хлорит, серицит (по 3–4 %). Рудные минералы (около 3–5 %): кюстелит, электрум, самородное золото, акантит, пираргирит, фрейбергит, сульфосоли серебра (стефанит, андорит, диафорит, штернбергит), пирит, галенит, сфалерит, халькозин, аргентоярозит, кубанит, кераргирит.

Последовательность минералообразования Майского месторождения: дорудная – пирит-адуляр-кварцевая минеральная ассоциация, рудная – золото-серебро-сульфосольная, послерудная – хлорит-серицит-гидрослюдистая и гипергенная минеральные ассоциации (табл. 1). Пирит-адуляр-кварцевая минеральная ассоциация приурочена к линейно-вытянутым зонам брекчированных и окварцованных туфов риолитов и адуляр-кварцевым жилам, в пределах которых впоследствии развивается продуктивная минерализация. В зонах дробления отмечены прожилки полевошпат-кварцевого, адуляр-кварцевого, пирит-адуляр-кварцевого составов. Кроме того, пирит образует густую, а к периферическим частям зоны – рассеянную вкрапленную минерализацию. В отдельных случаях отмечены прожилки галенит-сфалеритового состава, но они распространены локально и приурочены к зонам интенсивного окварцевания и пиритизации.

Золото-серебро-сульфосольная (продуктивная) минеральная ассоциация представлена адуляр-кварцевыми прожилками, переходящими в минерализованные брекчии. Среди жильных минералов, кроме кварца и адуляра, составляющих 95–97 %, в незначительных количествах присутствуют сидерит, хлорит, гидрослюды, иллит, серицит и лепидокрокит. Рудные минералы представлены кюстелитом, электрумом, самородным золотом, акантитом, (аргентитом), пираргиритом, блеклыми рудами (фрейбергитом), кераргиритом, сфалеритом, галенитом, халькозином, реже – овихитом, диафоритом, штернбергитом, андоритом, штрмейеритом, науманитом. В катаклазированных участках зоны Майской рудная

минерализация образует тонкую рассеянную вкрапленность. Вблизи микропрожилков и микротрещин концентрируются более крупные зерна, гнездообразные скопления и прожилки, что указывает на перегруппировку вещества при внутрирудном метасоматозе.

Хлорит-серицит-гидрослюдистая минеральная ассоциация с поздним кварцем четко выделяется на участках развития продуктивной минерализации. Она представлена сетью маломощных прожилков, секущих агрегаты продуктивного минерального комплекса, и коррозионными каемками в пострудных брекчиях. На участках интенсивной хлоритизации отмечаются выделения деревянистого олова, призматические кристаллы касситерита, сфена. Серицит-лепидолитовые агрегаты обычно образуют рассеянную вкрапленность в кварце.

Пирит в зоне окисления интенсивно замещен гетитом, гидрогетитом, ярозитом, аргентоярозитом. Кроме того, в зоне окисления отмечаются пирролюзит, плюмбоярозит, англезит, массивот, нонтронит-монтмориллонит.

Составы некоторых минералов Майского месторождения приведены в таблице 2.

Золото амебоподобной и пластинчатой форм буро-желтого, светло-желтого и коричневатого-желтого цвета повсеместно отмечается с примазками лимонита и оксидов марганца, часто в сростании с кераргиритом, кварцем и адуляром. Преобладают размеры 0,02–0,1 мм. Характеризуется неоднородностью состава. Проба изменяется от 850 в центральных частях зерен до 280 во внешних оболочках.

Кюстелит и электрум – минералы изоморфной серии (Au, Ag) с непостоянным соотношением золота и серебра (содержание золота изменяется от 6 до 50 %). Они являются основными носителями золота. Образуют рассеянную вкрапленность в кварце и прерывистые тонкие прожилки. Форма выделений изометричная, часто с бухтообразными, интенсивно корродированными границами, по которым развиваются коррозионные каемки мощностью от 0,008 до 0,1 мм. Микроскопически установлено, что кюстелит и электрум ассоциируют с пираргиритом, образуя с ним сростки, и интенсивно замещаются акантитом, кераргиритом, стефанитом, андоритом, штернбергитом, чем и объясняется значительное содержание железа (до 36 %), сурьмы и мышьяка по периферии зерен кюстелита. Размеры выделений изменяются от 0,008 до 0,45 мм, при преобладании 0,016×0,026, 0,03×0,08, 0,2×0,3 мм.

Серебро имеет те же формы, что и золото. Цвет его серебристо-белый. Часто с примазками лимонита

Таблица 1. Минеральный состав руд и последовательность минералообразования.

Минеральные комплексы				
Минералы	Пирит-адуляр-кварцевый	Золото-серебро-сульфосольный	Хлорит-серицит-гидрослюдистый	Гипергенный
Кварц				
Адуляр				
Пирит				
Галенит				
Сфалерит				
Халькозин				
Золото				
Электрум				
Кюстелит				
Аргентит-акантит				
Фрейбергит				
Стефанит				
Диафорит				
Овихиит				
Штрмейерит				
Штернбергит				
Андорит				
Пираргирит				
Науманит				
Антимонит				
Хлорит				
Гидрослюда				
Кераргирит				
Серицит-лепид				
Иллит				
Касситерит				
Пиролозит				
Ярозит				
Аргентоярозит				
Плюмбоярозит				
Гётит				
Гидрогётит				
Лепидокрокит				
Англезит				
Массикот				
Нонтронит				
Монтмориллонит				

и оксидов марганца, а также в виде включений в кварце, в “рубашке” лимонита и в сростаниях с кераргиритом. Размеры его выделений от 0,02 до 0,1 мм.

Пираргирит чаще образует кристаллы призматического габитуса размером от 0,06×0,08 до 0,2×0,3 мм. Встречается в виде обломков от густо-красного до черного цвета, в различной степени просвечивающих красным. Помимо сурьмяной разновидности отмечено и незначительное количество мышьяковистой (прустита).

Акантит образует гнездообразные скопления размером от 0,1×0,2 до 4×5 мм и рассеянные куби-

ческие, реже октаэдрические кристаллы на участках интенсивного окварцевания, иногда развивается по пираргириту, образуя вокруг него каймы замещения. Кроме того, отмечается по границам пустот в зоне окисленных руд.

Аргентит – изометричные зерна черного цвета, реже гексаэдры. Ковкий. Иногда в корочках кераргирита. Размер зерен от 0,05 до 0,25 мм.

Кераргирит или **хлораргирит** (AgCl) на 50 % представлен развальцованными зернами или развит в виде пленок и корочек на других минералах руд. Кристаллические формы: гексаэдры и их двойники,

Таблица 2. Составы минералов Майского месторождения.

№	Минералы	Содержание элементов, % массы										
		Au	Ag	Pt	As	Sb	S	Se	Cu	Fe	Zn	Сумма
1	Электрум	49,17	49,62	-	-	-	-	-	-	-	-	98,79
2	Электрум	41,75	57,24	-	-	-	-	-	-	-	-	98,99
3	Электрум	37,05	62,48	-	-	-	-	-	-	-	-	99,53
4	Электрум	35,85	44,5	-	-	-	-	-	-	-	-	90,35
5	Электрум	45,61	50,49	-	-	-	-	-	-	-	-	96,1
6	Кюстелит	32,09	68,38	-	-	-	-	-	-	-	-	100,47
7	Науманит	-	76,39	-	-	-	2,45	20,07	0,24	-	-	99,15
8	Фрейбергит	-	35,26	-	-	27,26	19,35	-	13,04	3,67	1,69	100,27
9	Пираргирит	-	60,70	-	-	21,22	15,97	1,5	0,19	-	-	99,58
10	-«-	-	61,69	-	-	21,52	15,74	0,53	-	-	-	99,48
11	-«-	-	61,46	-	-	21,74	16,35	-	-	-	-	99,55
12	-«-	-	61,11	-	-	21,94	17,08	-	-	-	-	100,13
13	Стефанит	-	67,82	-	-	16,64	14,66	-	-	-	-	99,12
14	-«-	-	69,86	-	-	16,02	14,64	-	-	-	-	100,52
15	Акантит	-	84,62	-	-	-	13,47	-	0,01	0,1	-	98,20
16	-«-	-	86,01	-	-	-	13,98	-	-	0,08	-	99,99
17	Бертьерит	-	59,11	-	-	30,51	-	-	11,69	-	-	101,31
18	Кераргирит	-	61,19	-	-	-	-	-	-	-	-	61,19
19	Антимонит	-	-	-	-	73,87	27,43	-	-	-	-	101,3
20	Сперрилит	-	-	58,26	42,99	-	-	-	-	-	-	101,37
21	-«-	-	-	59,13	42,14	-	-	-	-	-	-	101,25

Примечание. Анализы 2–4, 7–10 – выполнены В.И. Сапиным на JXA-5A (ДВГИ ДВО РАН). Анализ 1 заимствован у О.Л. Свешниковой, 5 – выполнен атомно-абсорбционным методом С.М. Радомским (АмурКНИИ). Остальные – на микроанализаторе JSM-35 Т.Б. Макеевой в АмурКНИИ.

имеют размеры 0,05–0,15 мм. Отдельные кристаллы содержат включения золота и серебра и покрыты тонкой пленкой серебра.

Помимо перечисленных преобладающих минералов следует отметить постоянное присутствие в рудах в небольших количествах касситерита, сфалерита и непостоянное – галенита, пирита, халькопирита, амфибола, апатита и циркона. Общим для всех рудных минералов является тонкозернистое строение (0,01–0,25 мм) и взаимные прорастания золота и серебра с пираргиритом, аргентитом, кварцем и полевыми шпатами.

Королек полученного при пробирном анализе руд сплава Доре проанализирован атомно-абсорбционным методом (табл. 3). Среди благородных металлов явно преобладает серебро, а содержания платиноидов находятся за пределами чувствительности анализа. Столь же незначительные содержания платиноидов установлены в рудах и продуктах их переработки (табл. 4). Содержания осмия, платины и, отчасти, родия находятся за пределами чувствительности анализа, а содержания палладия и рутения – на пределе чувствительности, обнаруживая тенденцию к накоплению в продуктах гравитационного обогащения.

Отношение Au:Ag (табл. 5) от 1:7 до 1:43. Кроме золота и серебра в корольках установлены довольно высокие содержания свинца (до 1 %) и висмута (нередко >>0,1 %). В составе самородного золота установлены: Cu и Ti – по 3 г/т, Pd, Mn и Al – по 1 г/т, Mg(?) и Fe(?) – по 10 г/т, а Si – 100 г/т. Интересно присутствие в составе золота в небольших количествах палладия.

Таблица 3. Содержание благородных металлов и платиноидов в сплаве Доре Майского месторождения.

Элементы	% массы	г/т
Au	4,6	100
Ag	90,96	2000
Pt	<0,02	<0,44
Pd	<0,002	<0,04
Ir	<0,05	<1,1
Rh	<0,01	<0,2
Ru	<0,02	<0,44

Примечание. Os – не обнаружен. Атомно-абсорбционный анализ выполнен С.М. Радомским (АмурКНИИ).

В рудах Майского месторождения спектральным анализом (табл. 6) установлены высокие содержания золота, серебра, мышьяка, сурьмы, свинца, бария и ртути. Спектральный анализ материала исходной технологической пробы показал, что в концентратах и в шламах на пределе чувствительности предполагается присутствие платины.

При последующем минералогическом изучении технологической пробы были выявлены [2] единичные зерна платиноидов (сперрилит и осмистый иридий), спектральный анализ которых показал: в сперрилите платины – более 50 %, мышьяка >10 %, при содержании иридия и осмия на уровне 0,2 %; в осмистом иридии – иридия 10 %, осмия 5 %, платины 0,5 %, рутения 0,3 %, родия 0,1 %.

По степени окисленности руды Майского месторождения делятся на окисленные, представляющие поверхностную и приповерхностную части месторождения, полуокисленные, занимающие промежуточное положение, и неокисленные, локализованные в удаленных от поверхности частях рудных тел. На более глубоких горизонтах месторождения минеральный состав руд меняется. Резко уменьшается роль

Таблица 4. Содержания платиноидов в руде и концентрате Майского месторождения, г/т.

№ пробы	Os	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir
Исх	<2	<0,1	<0,005	<0,02	0,01	0,02
Шлих (3)	<2	<0,1	0,045	<0,02	0,01	0,02

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ выполнен С.М. Радомским (АмурКНИИ). Здесь и далее: буквенные номера проб обозначают: Исх – исходная руда, Шлих – тяжёлая фракция концентрационного стола. В скобках – количество анализов.

Таблица 5. Содержание золота и серебра в корольках исходной руды и продуктах её переработки Майского месторождения, % массы.

№ пробы	Содержания золота и серебра, %			
	Пробирный		Атомно-абсорбционный	
	Au	Ag	Au	Ag
Исх	5,6	94,4	8,44	90,5
Шлих (3)	6,7	93,3	3,4	59
Шлам (2)	3,3	96,7	0,4	46
Хвосты (2)	6,4	93,6	7,9	78,1

Примечание. Пробирный анализ выполнен Л.А. Чурсиной (АмурКНИИ). Атомно-абсорбционный анализ – С.М. Радомским (АмурКНИИ). Хвосты – лёгкая фракция концентрационного стола. В скобках – количество определений.

Таблица 6. Содержания элементов в технологической пробе исходной руды Майского месторождения, г/т.

Элементы	Содержания элементов
Pb	300
Sn	25
Mo	7
Ag	>>100
Cu	35
Zn	50
As	1000
Sb	1000
W	55
Bi	8
Ni	10
Co	<3
Cr	25
V	15
Mn	4000
Ti	500
Ge	1
Tl	1
Ga	5
Sc	3
Ba	500
Zr	55
Y	5
Yb	1
Nb	7
Li	25
Hg	<10

Примечание. Спектральный полуколичественный анализ выполнен Н.С. Ворошиловой (АмурКНИИ).

железомарганцевых оксидов и гидроксидов железа, марганца, свинца, кераргирита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По геологическим условиям залегания и вещественному составу руды Майского месторождения относятся к типу золото-серебряных убогосульфидных. Для этого типа руд характерно крайне неравномерное распределение золота и серебра (от следов до килограммов на тонну) с формированием рудных столбов (бонанцев) и плохая обогатимость из-за преобладания тонкозернистых руд и минералов, в том числе изоморфной серии Ag-Au.

Характерной особенностью руд Майского месторождения является высокая доля серебра в рудах (отношение Au:Ag = от 1:7 до 1:43); преимущественная форма нахождения серебра – в виде различных серебряных минералов; преобладание очень тонких

минеральных сростаний; наличие наряду с полезными компонентами вредных (ртуть, мышьяк, таллий). Свободного золота в 4,5 раза меньше суммарного. В концентрате оно увеличивается до 70, что объясняется тонкими взаимными сростаниями золота и серебра с пираргиритом, аргентитом и, в меньшей степени, с кварцем и полевыми шпатами.

В неэлектромагнитной тяжелой фракции в основном концентрируются кераргирит и аргентит. Остальные минералы серебра и золота занимают резко подчиненное положение. Общим для всех рудных минералов Майского месторождения является преобладание тонких и очень тонких минеральных агрегатов размером 0,01 – 0,25 мм.

По результатам анализа руды Майского месторождения швейцарской фирмой “Гленкор”, промышленный интерес представляют в рудах платина и палладий. По проведенным нами исследованиям обнаружены единичные минералы платиноидов: сперрилит, осмирид.

Оценивая перспективы Майского месторождения с геологических позиций, следует обратить внимание на повышенные содержания благородных металлов во вмещающих породах как со стороны висячего, так и со стороны лежачего боков. Эффузивы, представляющие висячий бок, практически повсе-

местно содержат околограммовые содержания золота, а в олистостромовой толще лежачего бока рудной зоны содержания золота – 0,18 и серебра – 17,2 г/т (атомно-абсорбционный анализ, аналитик С.М. Радомский). Эти факты позволяют считать рудные зоны Майского месторождения не оконтуренными, и, в соответствии с этим, перспективы прироста запасов довольно высокими. На перспективность рудного поля Майского месторождения указывает Л.В. Эйриш [3].

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Иванов В.В., Попов В.К. Кислый магматизм, возраст и вещественные особенности золото-серебряного оруденения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тезисы докладов Всероссийского совещания. Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан, 1997. С. 106–107.
2. Рогулина Л.И., Макеева Т.Б., Пискунов Ю.Г., Свешникова О.Л. Первая находка платиноидов в рудах Майского золото-серебряного месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Вестник ДВО РАН. 2004. № 5. С. 94–99.
3. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2003. 148 с.
4. Юшманов Ю.П. Структурные особенности локализации золото-серебряного оруденения Дальнегорского рудного узла (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 32–37.

Поступила в редакцию 7 мая 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

Yu.G. Piskunov, L.I. Rogulina, Yu.P. Yushmanov, A.A. Katruk

Mineral composition of ores at the Maya gold-silver deposit (Primorye)

The Maya gold-silver deposit is located in the Dal'negorsk ore cluster area, Primorye Territory. It is recognized in the Upper Cretaceous acid volcanics overlying unconformably the Lower Cretaceous terrigenous rock mass. The mineralization is confined to the linear crush zones and is represented by mineralized breccias and monoquartzites. Quartz, adular-quartz and adular-chlorite-sericite-quartz veins, veinlets and zones of metasomatites are ore-bearing. The ores composition is the following: quartz (80-90%), adular (10%), and chlorite, sericite (3-4%). The ore minerals (3-5%) are represented by 0.01-0.25mm aggregates of gold and silver reciprocal intergrowth with pyrrargyrite, argentite, quartz and adular, and also with acanthite and cerargyrite. High contents of gold, silver, arsenic, antimony, lead, barium and mercury were detected in the ores by spectral analysis. Au-Ag ratio is 1:7 to 1:43. The ores are easily processed by the method of cyanide leaching. The deposit is exploited by the Closed Joint-Stock Company "Electrum". There are prospects for increasing the resources of precious metals.

Key words: gold, silver, cerargyrite, platinum group minerals, volcanogenic.

МИНЕРАЛЬНОЕ ФОСФАТНОЕ СЫРЬЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ

*С.М. Родионов**, *Г.В. Розанов***

**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

***Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие
“Дальгеофизика” МПР РФ, г. Хабаровск*

Результатами изучения вещественного состава, обогатимости и агрохимической эффективности фосфат-содержащих пород различных генетических типов и их текстурно-структурных разновидностей установлено, что Дальневосточный федеральный округ обладает реальными перспективами создания собственной минерально-сырьевой базы фосфатных удобрений. При многолетних агрохимических испытаниях размолотых крупнообъемных проб этих типов сырья на слабо окультуренных кислых почвах они зарекомендовали себя как высокоэффективные экологически чистые фосфорные удобрения со свойствами химических и физических мелиорантов. Для фосфатно-карбонатного и фосфатно-силикатного типов сырья разработаны технические условия и рекомендации по применению. Для решения проблемы очередности дальнейшего изучения и освоения ресурсов апатитового и фосфоритового сырья ДВФО требуются дополнительные экономические изыскания оптимальных технологических схем его переработки, вариантов размещения горнодобывающих и перерабатывающих предприятий и их производственных мощностей в условиях рыночных отношений с использованием ныне формирующихся внутренних и мировых цен.

Ключевые слова: *фосфатное сырье, мелиоранты, окультуривание почв, Дальний Восток.*

ВВЕДЕНИЕ

Главный земледельческий ареал Дальневосточного федерального округа (ДВФО) составляют южные равнины Амурской и Еврейской автономной областей, Хабаровского, Приморского краев и о-ва Сахалин, где сосредоточено свыше 90 % пашни. Здесь выращиваются различные зерновые (прежде всего пшеница, ячмень, овес, кукуруза), соя, теплолюбивые овощи, картофель, а в южных районах Приморья еще и рис.

Средняя по ДВФО выработка различных видов продукции сельского хозяйства на душу населения в 1,5–5,5 раза ниже средней по России. Обеспеченность региона пищевым зерном и овощами местного производства составляет соответственно 10–15 и 32 %.

Таким образом, достигнутый уровень продуктивности земледелия в ДВФО следует признать неудовлетворительным. Судя по результатам работ передовых опытных и фермерских хозяйств, агроклиматический потенциал региона используется не более чем на половину.

В решении проблемы повышения эффективности сельского хозяйства ДВФО одну из наиболее важных ролей следует отдать расширению и дальнейшему освоению сырьевой базы для производства удобрений и мелиорантов, используемых для повышения плодородия почв.

Известно, что развитые европейские страны вносят на 1 га посевов от 250–300 до 800 кг действующего вещества минеральных удобрений и получают урожаи зерновых культур 30–60 ц/га, тогда как в России и странах ближнего зарубежья, ранее входивших в состав СССР, даже в годы, предшествовавшие экономическому кризису 90-х годов, средняя доза вносимых удобрений была не более 90–95 кг на 1 га, а средняя урожайность зерновых была ниже европейской в 1,7–3,3 раза [5]. Чтобы поднять продуктивность наших сельскохозяйственных угодий до уровня наиболее развитых стран, требуется увеличить объемы потребления минеральных, в первую очередь фосфорных, удобрений в 3–8 раз.

По данным Государственной агрохимической службы РФ, более 70 % пашни ДВФО представлены

почвами с повышенной кислотностью и низкой (менее 100 мг/кг P_2O_5) обеспеченностью подвижным фосфором. Высокая кислотность угнетает полезные для растений микроорганизмы почв, препятствует накоплению и сохранению в них органического вещества и улучшению структуры, затрудняет потребление растениями микроэлементов и питательных веществ минеральных удобрений. Недостаток фосфора в почвах ведет к нарушению баланса питательных веществ и снижает эффективность других – азотных и калийных – удобрений. Для окультуривания кислых почв целесообразно применять известкование (химическую мелиорацию) и внесение фосфоритной муки, которая при эквивалентных или больших P_2O_5 -нормах потребления эффективнее водорастворимых фосфорных удобрений, так как имеет меньшую (в 2–5 раз) стоимость и многолетний эффект последствия. Повышение фосфатного уровня кислых почв за счет водорастворимых удобрений происходит медленнее в связи с ретроградацией подвижных форм фосфора в труднодоступные для растений алюмо- и железосоединения. При использовании существующих технологий известкования и фосфоритования оптимальные параметры кислотности почв могут быть достигнуты за 5–10 лет, а содержания подвижной фосфорной кислоты – за 15–20 и более лет. На буроподзолистых и лугово-бурых оподзоленных почвах исходные параметры кислотности восстанавливаются через 6–10 лет после внесения полной дозы карбонатной (известковой или доломитовой) муки. Оптимальная годовая потребность ДВФО в карбонатной муке составляет около 3,5 млн т, в фосфорных удобрениях – 255 тыс. т в пересчете на P_2O_5 .

Карбонатная мука производится на действующих известковых и цементных заводах ДВФО. Разведанные запасы карбонатного сырья и производственный потенциал перерабатывающих предприятий в перспективе позволяют полностью удовлетворить потребность агропромышленного комплекса региона в этом виде химических мелиорантов.

Гораздо более сложной является проблема обеспечения ДВФО фосфорными удобрениями, предприятия по производству которых в регионе отсутствуют. В настоящее время потребность в них покрывается лишь на 8–10 % за счет поставок из европейской части страны, при этом затраты на транспортировку удобрений превышают себестоимость их производства. Возникает вопрос – позволяют ли ресурсы минерального сырья ДВФО планировать создание предприятий по производству местных фосфорных туков?

СОСТОЯНИЕ МЕСТНОЙ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА УДОБРЕНИЙ

На территории Востока России систематические поиски фосфатных руд были начаты в 60-х годах [8]. За сравнительно короткий промежуток времени были определены наиболее перспективные для хозяйственного освоения виды сырья и районы их распространения. На весь регион и отдельные перспективные территории составлены прогнозные карты масштаба 1:2 500 000 и крупнее, открыты и разведаны несколько месторождений фосфатных руд, перспективных для освоения с целью производства фосфорных удобрений.

Апатиты

Основная часть запасов и прогнозных ресурсов фосфатного сырья восточных районов России приходится на апатитовые руды, сконцентрированные в пределах Удзинской, Чаро-Олекминской, Западно-Алданской, Восточно-Алданской, Джугджуро-Становой и Приморской провинций. В Центральноалданском районе разведано крупнейшее в Сибири и на Дальнем Востоке Селигдарское месторождение карбонатных апатитовых руд, запасы P_2O_5 которых в контурах карьера для открытой разработки оценены в 85,5 млн т. Существуют перспективы расширения сырьевой базы апатитовых руд за счет изучения Тунгустаахского, Муосталаахского и других проявлений Нимнырской апатитоносной зоны, представленных рудами селигдарского типа, а также Бирикэнского месторождения Мелемкенской площади, где развиты апатитоносные коры выветривания.

Карбонатные апатитовые руды Центральноалданского района характеризуются трудной обогатимостью. Проведенные Государственным институтом горно-химического сырья (ГИГХС) испытания укрупненной (30 т) технологической пробы, представленной всеми разновидностями этих руд в соотношении, отвечающем их развитию на месторождении, показали возможность получения по схеме прямой флотации с применением реагента таллактама апатитового концентрата, содержащего в среднем 36,8 % P_2O_5 при извлечении от 68 до 73 %. Однако принятая технологическая схема не позволяет вовлекать в переработку апатит-силикат-карбонатные и апатит-сульфат-карбонатные руды. Разработанная в Дальневосточном институте минерального сырья (ДВИМС) более дешевая технология флотационного обогащения селигдарских руд с применением реагента флотол – 7,9 в сочетании с аспаролом позволяет вовлечь в переработку и эти руды, однако по достигнутым показателям обогаще-

ния эта схема не превосходит апробированную ГИГХ-Сом.

Низкое качество селигдарских руд определяет актуальность продолжения поисковых работ на другие минеральные типы апатитового сырья, характеризующиеся лучшей обогатимостью. Районами, перспективными на открытие месторождений таких руд, являются Ханинский и Удско-Джугджурский. В первом из названных районов апатитоносной является метагаббро-перидотит-пироксенитовая формация позднеархейского трогового комплекса, во втором – раннеархейская анортозитовая. Руды обеих формаций бедны содержанием P_2O_5 (в среднем соответственно 2,7–3,0 и 4–8%), однако они легко обогащаются с получением высококачественных апатитовых концентратов при извлечении P_2O_5 на уровне 90 % и выше. Вторая особенность руд – их комплексность. Из ханинских руд, кроме апатитового, могут извлекаться полевошпатовый, биотитовый и диопсидовый концентраты, пригодные для использования в различных отраслях народного хозяйства. Предварительные расчеты показали, что при реализации полевошпатового концентрата срок окупаемости капиталовложений на освоение месторождения апатитовых руд ханинского типа может быть сокращен в 4,6 раза. В рудах анортозитовой формации присутствуют титан, ванадий, железо и редкие земли. Некоторые их разновидности поддаются полной утилизации. Месторождения и проявления апатитов Ханинского и Удско-Джугджурского районов должны рассматриваться как первоочередные объекты для дальнейших геологоразведочных работ.

Очень крупные ресурсы апатитовых руд содержат массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Уджинская и Восточно-Алданская провин-

ции) и сформированные на них коры выветривания, однако они размещаются в районах с неразвитой инфраструктурой, удалены от центров промышленного и сельскохозяйственного производства.

Основные запасы и ресурсы апатитовых руд ДВФО сконцентрированы на территории Республики Саха (Якутия), Амурской области, Хабаровского края и, в незначительной степени, Приморского края (табл. 1).

Фосфориты и фосфатсодержащие осадочные породы

Находки фосфоритовых руд и фосфатсодержащих осадочных пород на территории ДВФО весьма многочисленны. Они приурочены к палеобассейнам различной тектонической принадлежности и размещаются в разнообразных по составу геологических формациях и на различных стратиграфических уровнях. Осадочные выполнения некоторых фосфоритоносных бассейнов к настоящему времени глубоко эродированы, что предопределило ограниченность содержащихся в них ресурсов P_2O_5 . Наиболее крупные палеогеографические запасы фосфоритов были приурочены, по-видимому, к венд-кембрийским и мезозойским окраинным прогибам Сибирской и Северо-Китайской платформ (включая Буреинский и Ханкайский массивы), к конседиментационным поднятиям палеозойского Монголо-Охотского складчатого пояса и системе поднятий и прогибов внешней окраины обширной позднепалеозойской-раннемезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области.

Фосфориты и фосфатсодержащие осадочные породы ДВФО представлены разнообразными литогенетическими типами [8]. Анализ палеогеографических условий формирования позволяет выделить среди них две группы – морскую и континентальную. Наиболее широко распространены морские фосфориты, накопление которых происходило на континентальных шельфах (Восточно-Сибирская, Ханкайско-Буреинская и Колымо-Омолонская фосфоритоносные провинции) и подводных горах пелагических зон межконтинентальных океанических рифтов (Монголо-Охотская провинция). Среди шельфовых фосфоритов преобладают желваковые, линзовидно-слойковые микросфторитовые и интракластовые псефитовые разновидности с карбонатным и силикатным составом нефосфатных компонентов. Фосфориты подводных гор океанических зон представлены преимущественно брекчиевыми и прожилково-брекчиевыми разновидностями кремнистого, карбонатно-кремнистого и, реже, карбонатного состава.

Таблица 1. Распределение ресурсов апатитовых руд ДВФО по административным единицам.

Административные единицы	Запасы P_2O_5 по категориям (млн т)		Прогнозные ресурсы P_2O_5 по категориям (млн т)		Всего (млн т)
	$B+C_1$	C_2	P_1+P_2	P_3	
Республика Саха (Якутия)	85,587	132,108	552,128	833	1385,128
Амурская область	12,64	21,23	88,8	40	128,8
Хабаровский край	-	57,9	598,5	577	1175,5
Приморский край	-	-	64	-	64
Всего	98,227	211,238	1303,428	1450	2753,428

Среди континентальных фосфоритов различают первичные (желваковые), распространенные в озерных отложениях (цагаянский тип), и вторичные, приуроченные к корам выветривания фосфатсодержащих карбонатных (хинганский тип) и вулканогенных (пашковский тип) пород.

Основная часть ресурсов фосфоритовых руд Дальнего Востока сосредоточена в Удско-Шантарском фосфоритоносном бассейне [8]. Многочисленные проявления бедных фосфоритовых руд и фосфатсодержащих пород известны также на Буреинском массиве. Выделяется несколько фосфоритоносных возрастных уровней, наиболее значимый из них – венд-кембрийский. Среди фосфоритов преобладают бедные карбонатные и кремнисто-карбонатные разновидности, трудно поддающиеся обогащению. Исключение составляют кремнистые фосфориты Удско-Шантарского бассейна, характеризующиеся легкой обогатимостью и высоким качеством получаемых из них концентратов. Месторождениям фосфоритов свойственны сложная морфология рудных залежей, фациальная невыдержанность разрезов фосфоритоносных пачек и сложное тектоническое строение.

Основные запасы и ресурсы фосфоритовых руд ДВФО сконцентрированы на территории Хабаровского и Приморского краев, Амурской и Сахалинской областей и Еврейской автономной области (табл. 2)

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ В ЕСТЕСТВЕННОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ФОРМЕ В КАЧЕСТВЕ УДОБРЕНИЙ

По данным агрохимического обследования почв Дальнего Востока, большая часть земель, как освоенных, так и перспективных для освоения, характеризуется очень низкой обеспеченностью фосфором (менее 25 мг P_2O_5 на 1 кг почвы). Генетические особенности почв Дальнего Востока определяют значительную емкость поглощения фосфора. Установлено, что каждые 100 кг P_2O_5 , внесенные на гектар пашни, повышают содержание подвижных фосфатов на 10 мг на 1 кг почвы. В зависимости от обеспеченности почв фосфором, т.е. создания фосфатного потенциала, находится рост урожайности сельскохозяйственных культур.

Эмпирически установлено, что поднять окультуренность дальневосточных почв в отношении обеспеченности их фосфором можно за счет фосфоритова-

Таблица 2. Распределение ресурсов осадочных фосфатных и фосфатсодержащих руд ДВФО по административным единицам [8].

Месторождение (проявление)	P_2O_5 , %, среднее	Запасы и прогнозные ресурсы по категориям (млн т)					
		В+С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃	Всего
Фосфатные руды							
Удско-Шантарский бассейн							
Джагдинское	12,0	-	-	-	12,0	-	24,0
Рифовое	6,0-9,1	-	-	-	58,0	18,0	76,0
Лаганское	8,6-14,5	-	231,0	-	-	35,0	266,0
Горелое	9,4-12,1	-	-	86,0	-	-	86,0
Нимийское	5,0-6,23	-	-	72,0	92,0	28,0	192,0
Нельканское	8,71	-	86,1	-	-	-	86,1
Северо-Шантарское	5,0-9,2	-	-	14,0	35,0	100,0	149,0
Спасско-Мельгинский бассейн							
Ромашка	15,0-20,0	-	-	-	-	9,0	9,0
Архаринское	7,0-10,0	-	-	-	-	2,0	2,0
Гремучинское	7,82	-	0,4	-	-	-	0,4
Фосфатно-карбонатные руды							
Удско-Шантарский бассейн							
Джагдинское	5,0	-	-	-	70,0	-	70,0
Спасско-Мельгинский бассейн							
Архаринское	3,1-3,5	3,0	-	4,0	1,0	4,0	12,0
Бурунбавское	3,88	-	0,74	0,84	0,04	-	1,62
Тигровая Падь	3,62-7,14	-	9,27	0,39	-	-	3,66
Гремучинское	3,89	-	7,79	-	-	-	7,79
Дитурское	3,1-5,0	-	-	-	4,0	-	4,0
Спасское	4,0	-	-	-	-	10,0	10,0
Фосфатно-силикатные руды							
Северо-Сахалинский бассейн							
Нутовское	2,6	-	0,14	0,11	-	-	0,25

ния. Специалистами ДВИМС исследована возможность создания фосфатного потенциала в почвах за счет применения вместо фосфоритной муки апатитовых концентратов, для чего были проведены вегетационные опыты. Целью последних явилось сравнительное изучение процессов превращения в почве сырых и механически активированных апатитовых концентратов и их влияния на урожайность сельскохозяйственных культур.

Результаты вегетационных опытов с сырыми и активированными концентратами апатита

Вегетационные опыты были поставлены по методике З.И. Журбицкого [6] и сопровождались анализами почв и апатитовых концентратов по ГОСТу-20857 и методике определения минеральных фосфатов по К.Е. Гинзбург и Л.С. Лебедевой [4]. Определение подвижных фосфатов в почве проводилось по методу Кирсанова [1].

Апатитовые концентраты наработаны из технологических проб, отобранных на Укдусском, Гаюмском и Селигдарском месторождениях в отделе технологии минерального сырья и Новоникольской технологической партии ДВИМСа. Механоактивация их проведена в Красноярском политехническом институте на кафедре сопротивления материалов. Результаты анализа растворимых форм P_2O_5 в сырых и механически активированных пробах представлены в табл. 3.

Таблица 3 Содержания растворимых форм P_2O_5 в сырых и механоактивированных апатитовых концентратах.

Месторождение, продукт	№№ пробы	P_2O_5 ; общ., % масс.	P_2O_5 , растворимое в 2% лимонной кислоте		P_2O_5 цитратно-растворимое	
			% масс.	% относ.	% масс.	% относ.
			Укдуска, апатитовый концентрат	45	36,1	6,1
То же активированный	45-Та	35,9	20,1	56,0	8,6	24,0
Гаюмское, апатитовый концентрат	АА-1	36,9	7,7	20,9	3,2	8,7
То же, активированный	АА-1а	36,3	21,2	58,4	10,1	27,8
Селигдарское, апатитовый концентрат	33	37,9	5,7	15,0	2,5	6,6
То же, активированный	33а	36,0	20,9	58,0	21,1	58,6

Установлено, что цитратно-растворимые формы фосфата характеризуют степень разупорядочения структуры апатита. Лимоннорастворимость фосфата обусловлена как структурными, так и генетическими факторами, а также дисперсностью вещества [9].

В конкретном случае наибольшая разупорядоченность структуры наблюдается при механоактивации апатитового концентрата Селигдарского месторождения. Общая тенденция увеличения количества растворимых форм фосфата отмечается после механоактивации в апатитовых концентратах всех месторождений. Все виды механоактивированного сырья по критериям СО РАСХН [3], установленным на основании обобщения обширного материала агрохимических исследований, по удобрительной ценности становятся близкими или эквивалентными суперфосфату.

Изучение влияния сырых и активированных апатитовых концентратов из руд различных месторождений на распределение P_2O_5 в кислой дерново-подзолистой почве по видам резерва позволяет отметить следующее. Непосредственный резерв представлен кислыми и разноосновными фосфатами кальция и магния, преимущественно вторично образованными. Ближайший резерв составляют алюмофосфаты (минералы типа варисцита, вашеллита) и железофосфаты (минералы типа штрэнгита, дюфренита), а потенциальный резерв – это высокоосновные фосфаты кальция (франколит, апатит). В почвах, удобренных гаюмским и селигдарским апатитовыми концентратами, около половины и более фосфатов представлены потенциальным резервом, при внесении укдусского апатитового концентрата этот резерв не превысил 19 %, а непосредственный резерв составил 63,7 %. Механоактивация за счет разупорядочения структуры в 7,2–10 раз увеличивает сумму всех групп фосфатов. При этом происходит значительное перераспределение фосфатов по видам резерва. Так, минимальное количество фосфатов непосредственного резерва увеличивается в 5,9–9,7 раза. Особенно возрастает содержание фосфатов ближайшего резерва и резко снижается доля фосфатов потенциального резерва.

Растения в первую очередь используют фосфаты непосредственного резерва, количество которого сокращается в процессе выращивания культур. Такая же тенденция прослеживается в отношении фосфатов ближайшего резерва. При этом следует отметить, что при внесении в почву апатитовых концентратов в запас большими дозами – 500 кг P_2O_5 на гектар, создается стабильная повышенная обеспеченность подвижным фосфором на уровне 60–90 мг P_2O_5 на 1 кг почвы, т.е. устанавливается ее сравнительно высокий фосфатный потенциал.

Наибольший стартовый эффект, т.е. первоначальное действие созданных фосфатных ионов, отмечается для апатитового концентрата укдусского типа. При этом, по эффективности варианты опыта с апатитовыми концентратами уступают лишь варианту с применением двойного суперфосфата, но превосходят вариант с запасным внесением фосфоритной муки Нижне-Камского месторождения.

Результаты вегетационных опытов позволяют обосновать рабочую концепцию о возможности применения концентратов апатитовых руд дальневосточных месторождений в качестве удобрений без химической переработки их в водорастворимые формы соединений. Эти концентраты могут служить основой для создания устойчивых фосфатных фонов дальневосточных почв.

Следующим этапом исследований следует считать наработку большой партии апатитовых концентратов и изучение их эффективности в полевых опытах с применением всего комплекса интенсивной технологии возделывания сельскохозяйственных культур. Первоочередным предметом исследований могут служить легкообогатимые руды месторождения Укдуска, расположенного в наиболее благоприятных географо-экономических условиях – у трассы БАМ.

Перспективы применения сыромолотых фосфоритов и фосфатсодержащих пород в качестве удобрений

Эмпирически давно установлено, что сыромолотые фосфориты и их концентраты, содержащие не менее 25 % фосфата в лимоннорастворимой форме при общем содержании P_2O_5 свыше 19 %, представляют собой наиболее дешевое, высокоэффективное и экологически чистое фосфорное удобрение для кислых слабо окультуренных почв, характерных для нечерноземной зоны. На Дальнем Востоке богатые фосфоритовые руды, которые могли бы быть использованы без обогащения для производства фосфоритной муки, удовлетворяющей соответствующим требованиям, не известны. Вместе с тем, результаты экспериментов, проведенных в ПримНИИСХе и ДВИМСе, свидетельствуют, что в качестве местных удобрений могут быть использованы в натуральной минеральной форме и более бедные фосфором кремнистые фосфориты месторождений Удско-Шантарского бассейна, а также проявлений Сельгон и Ромашка на юге Хабаровского края, характеризующиеся относительно высокой лимоннорастворимостью фосфата.

По данным А.А. Федорова и Г.М. Сидорова (ПримНИИСХ, 1981 г.), полученным в результате ве-

гетационных опытов, мука кремнистых фосфоритов Лагапского месторождения с содержанием P_2O_5 12–14 %, внесенная в дозах 18 и 54 мг P_2O_5 на 1 г почвы, увеличивает урожай сои в 1,6–2,5 раза, гороха с овсом – в 1,1–1,6 раза, кукурузы – в первый год в 1,1–1,5 раза. Внесение эквивалентных доз суперфосфата сопровождается повышением урожая сои в 6–7 раз, гороха с овсом – в 3–4 раза, кукурузы – в 3–3,5 раза. На четвертый год эффективность кремнистой фосфоритной муки резко понижается. При сравнении эффективности кремнистой фосфоритной муки из фосфоритов Верхнекамска и Лагапа установлено, что первая из них, как более растворимая, оказала большее влияние на урожай ячменя. Прибавка составила 10,3 ц/га. При внесении же лагапской кремнистой фосфоритной муки урожай не изменился. В полевом опыте с гречихой эффективность кремнистой фосфоритной муки и двойного гранулированного суперфосфата была одинаковой. При внесении удобрений по 120 кг P_2O_5 на гектар прибавка урожая гречихи от суперфосфата составила 1,1 ц/га, при урожае на контроле 6,9 ц/га. Кроме того, проведенные исследования показали, что кремнистая фосфоритная мука Егорьевского, Лагапского и Верхнекамского месторождений по действию на кислотность почвы не уступает эквивалентным дозам известковой.

Кремнистая фосфоритная мука в дозе 120 кг/га P_2O_5 повысила содержание подвижного фосфора в почве в 2,4 раза; внесение такого же количества суперфосфата по фону извести увеличило его содержание в 1,8 раза. Повышение нормы фосфорита и суперфосфата до 500 кг/га P_2O_5 увеличило содержание подвижного фосфора соответственно в 12,4 и 3,8 раза.

Отмеченные закономерности сохраняются впоследствии, хотя абсолютные величины зависят от возделываемых культур. Прибавка урожая от кремнистой фосфоритной муки зависит от срока взаимодействия с почвой и от внесенной дозы. Чем выше доза, длительнее срок взаимодействия с почвой, тем выше урожай.

Кроме фосфоритов, характеризующихся относительно высоким содержанием P_2O_5 , для производства фосфорных удобрений могут быть использованы и другие, более бедные фосфором породы, в частности, фосфатно-карбонатные и фосфатно-силикатные.

Фосфатно-карбонатные породы содержат 3–8 % P_2O_5 в форме фосфатов кальция, и более 50 % карбонатов кальция и магния в форме кальцита или доломита. Эти образования получили распростра-

нение в верхнем докембрии и кембрии Ханкайско-Буреинской провинции (Буреинский и Ханкайский массивы), в Удско-Шантарском бассейне и ряде других мест. В период с 1976 по 1989 г. учеными ДальНИИСХ и Дальневосточного филиала ВНИПТИ-ХИМ в содружестве со специалистами отдела агрохимического сырья ДВИМСа [7, 8] исследовано в звене севооборота кукуруза–соя–яровая пшеница действие молотых фосфатно-карбонатных пород Бурунбавского проявления (Малый Хинган, ЕАО) на агрохимические свойства почв и урожайность сельскохозяйственных культур. Стационарные полевые опыты проводились в опытно-производственном хозяйстве ДальНИИСХ “Восточное” на лугово-бурых тяжело-суглинистых почвах. Фосфатно-карбонатную муку вносили в дозах 300 и 450 кг/га действующего вещества, на фоне которых применялись только азотно-калийные удобрения.

Агротехника возделываемых культур была обычной для условий Хабаровского края. Кукурузу и сою выращивали на гребнях, яровую пшеницу – при сплошном посеве на ровной поверхности.

В период действия фосфатно-карбонатной муки наблюдалось значительное улучшение агрохимических свойств почвы. По данным [7], средние многолетние значения рН (H_2O) и рН (KCl) повышались соответственно с 6,2 до 6,6 и с 5,1 до 5,6, а гидролитическая кислотность уменьшалась в 1,6 раза. При этом действие фосфатно-карбонатной муки на кислотность почвы оказалось аналогичным действию промышленной известняковой муки и прослеживалось в течение всего вегетационного периода.

Концентрация обменного кальция на контроле составила 12,1–13,7 мг-экв на 100 г почвы. При внесении известняковой и фосфатно-карбонатной муки содержание обменного кальция возрастало до 15,5 и 16,0–16,1 мг-экв на 100 г почвы.

Среднее содержание обменного магния на удобренных делянках составляет 6,3 мг-экв на 100 г почвы. Известняковая мука практически не влияет на концентрацию этого элемента в почве. Фосфатно-карбонатная мука в дозах 300 и 450 кг/га действующего вещества повышает содержание обменного магния в среднем на 0,4–0,5 мг-экв на 100 г почвы по сравнению с контролем. Внесение известняковой, фосфоритной и фосфатно-карбонатной муки не оказывает заметного влияния на содержание в почве водорастворимых кальция и магния.

Концентрация полуторных окислов алюминия составляла на контроле 76,9–205,6 мг на 100 г почвы и на азотно-калийном фоне 79,5–191,4 мг на 100 г

почвы. При внесении известняковой и фосфатно-карбонатной муки в почву, количество подвижного алюминия снижается тем значительнее, чем выше доза мелиоранта.

При внесении фосфатно-карбонатной муки в почву содержание нитратного азота увеличивается в среднем на 2–3 мг/кг почвы. Почти в два раза по сравнению с азотно-калийным фоном возрастает содержание подвижного фосфора и на 7–12 мг/кг – обменного калия. Улучшение агрохимических свойств почвы оказало положительное влияние на урожайность сельскохозяйственных культур. Во все годы исследований от внесения фосфатно-карбонатной муки отмечены достоверные прибавки урожая сои, яровой пшеницы и кукурузы по отношению к контролю и азотно-калийному фону [7, 8]. Урожайность сои под действием фосфатно-карбонатной муки в дозах 300 и 450 кг/га действующего вещества P_2O_5 увеличилась в среднем на 3,7 и 4,5 ц/га или на 30,1 и 36,6 % по сравнению с контролем и на 2,1–2,9 ц/га или на 15,1 20,9 % по сравнению с азотно-калийным фоном; урожайность пшеницы повысилась на 7,4–7,8 ц/га (36,6–38,6 %) по сравнению с контролем и на 4,3–4,7 ц/га (18,5–20,2 %) по сравнению с азотно-калийным фоном. Фосфатно-карбонатная мука значительно повлияла и на урожайность кукурузы, которая возросла до 304,5–308,4 ц/га, прибавка составила 99,3–103,2 ц/га (48,4–0,3 %) к контролю и 36,9–40,8 ц/га (13,8–15,2 %) – к азотно-калийному фону $N_{60}K_{60}$.

Близкие результаты получены В.П. Басистым [2] в опытах с фосфатно-карбонатными рудами Аянско-го, Хинганского и Средне-Илгинского (Архаринского) месторождений [2].

Установлено, что повышение эффективности фосфатно-карбонатной муки на слабо кислых и нейтральных почвах может быть достигнуто путем внесения органических добавок в виде навоза, птичьего помета, торфа или лигнина [7].

Длительное применение фосфатно-карбонатной муки практически не приводит к накоплению нитратного азота, фосфора и калия в растительной продукции (соя, пшеница, кукуруза). Их содержание за 6 лет исследований находилось на уровне нижней границы ПДК. В то же время, фосфатно-карбонатная мука приводит к увеличению содержания фосфора и протеина в зерне сои и яровой пшеницы.

Результаты проведенных опытов позволяют рассматривать фосфатно-карбонатную муку как высокоэффективное фосфорное удобрение со свойствами известкового мелиоранта. Нормы ее должны расчи-

тиваться по сумме карбонатов кальция и магния, т.е. исходя из требуемой дозы извести. На кислых почвах оптимальной является доза 9–14 т/га в физ. весе (300–450 кг/га P_2O_5), позволяющая одновременно снизить кислотность почв и улучшить их фосфатный режим. Для сильно кислых и вновь осваиваемых земель она может быть повышена до 14–23 т/га.

К *фосфатно-силикатным породам* относятся бедные по содержанию P_2O_5 (2,5–5,0 %) фосфатсодержащие песчаники верхнего миоцена–плиоцена Северо-Восточного Сахалина, примечательные тем, что большая часть находящегося в них фосфата находится в лимоннорастворимой форме. Результаты многолетних (1982–1989 гг) экспериментов, проведенных проектно-изыскательской станцией химизации “Сахалинская” по изучению эффективности применения в качестве удобрения молотых фосфатсодержащих песчаников Нутовского проявления, отвечающих по составу фосфатно-силикатной муке, позволяют рассматривать последнюю как комплексный физико-химический мелиорант для слабо окультуренных почв северных районов о-ва Сахалин [7]. Как при ежегодном (в течение 3 лет) внесении фосфатно-силикатной муки в дозах 180 и 360 кг P_2O_5 на гектар, так и при запасном – в дозе 540 кг P_2O_5 на гектар создается устойчивый, в пределах средней-высокой обеспеченности, эффект повышения урожайности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения вещественного состава, обогатимости и агрохимической эффективности и фосфатсодержащих пород различных генетических типов и их текстурно-структурных разновидностей позволили выделить среди них четыре основных геолого-промышленных типа, перспективных для использования в агропромышленном комплексе ДВФО: 1 – апатитовый (карбонатные апатитовые руды Селигдарского месторождения и серии близлежащих рудопоявлений, а также объекты Ханинского и Удско-Джугджурского районов) для получения высококачественных апатитовых концентратов; 2 – собственно фосфоритовый (кремнистые брекчиевые и прожилково-брекчиевые фосфориты Удско-Шантарского бассейна) для производства концентрированных минеральных удобрений и фосфоритной муки; 3 – фосфатно-карбонатный (фосфатно-доломитовые и фосфатно-известняковые породы Ханкайско-Буреинской и Амуро-Охотской провинций) для производства фосфатно-карбонатной муки; 4 – фосфатно-силикатный (фосфатсодержащие песчаники

верхнего миоцена–плиоцена Северо-Восточного Сахалина) для производства фосфатно-силикатной муки. При многолетних агрохимических испытаниях размолотых крупнообъемных проб этих типов сырья на слабо окультуренных кислых почвах они зарекомендовали себя как высокоэффективные, экологически чистые фосфорные удобрения со свойствами химических и физических мелиорантов. Для фосфатно-карбонатного и фосфатно-силикатного типов сырья разработаны технические условия и рекомендации по применению.

Для решения проблемы очередности дальнейшего изучения и освоения ресурсов апатитового и фосфоритового сырья ДВФО требуется продолжить экономические изыскания оптимальных технологических схем его переработки, вариантов размещения горнодобывающих и перерабатывающих предприятий и их производственных мощностей в условиях рыночных отношений с учетом ныне формирующихся внутренних и мировых цен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: МГУ, 1970. 487 с.
2. Басистый В.П. Фосфорно-карбонатные руды – комплексное удобрение // Химия в сельском хозяйстве. 1986. № 2. С. 35–38.
3. Болдырев В.В., Колосов А.С., Чайкина Н.Е., Аввакумов Е.Г. Механическая активация апатита и его растворимость // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. Вып. 2. 1978. № 4. С. 52–59.
4. Гинзбург К.Е., Лебедева Л.С. Методика определения минеральных форм фосфатов почвы // Агрохимия. 1971. № 1. С. 125–135.
5. Евстрахин В.А., Филько А.С. Геологические основы реализации Продовольственной программы СССР // Сов. геология. 1990. № 1. С. 3–10.
6. Журбицкий З.И. Теория и практика вегетационного метода. М.: Наука, 1968, 226 с.
7. Погадаев Г.И., Роганов Г.В., Яковлев Е.Н. и др. Применение местных видов фосфатсодержащего сырья в южной зоне Дальневосточного экономического района РСФСР (рекомендации). Москва-Хабаровск: ВНИПТИХИМ-ДВИМС, 1990. 51 с.
8. Роганов Г.В., Варфоломеева Е.К., Воробьев О.Е. и др. Фосфатное сырье для агропромышленного комплекса Дальнего Востока России. Вып. 1. Хабаровск, ДВИМС, 1999. 118 с.
9. Чайкина М.В. Перспективы механохимического метода безотходной переработки фосфатных руд с целью получения удобрений // Геохимия техногенеза. 1 Всесоюз. совещ. Иркутск, 29-31 1985 г. Иркутск, ИркНЦ, 1985. Т. 1. С. 67–72.

S.M. Rodionov, G.V. Roganov

Mineral phosphate raw material of the Far East, and the problems of its development

The results of the study of material composition, dressability and agrochemical efficiency of phosphorites and different genetic type phosphate-bearing rocks and their structural and textural varieties show that the Far East federal district has real prospects for creation of its own mineral and raw material base of phosphate fertilizers. In the course of long-term agrochemical tests of ground lump-size samples of these types of raw material on the poorly cultivated acid soils they proved to be environmentally highly effective appropriate phosphate fertilizers having the properties of chemical and physical reclamation stuff. Technical specifications and recommended practices have been developed for the phosphate-carbonate and phosphate-silicate types of raw material. The solution of the problem of the order of propriety for further study and development of resources of apatite and phosphorite raw material in the Far East federal district requires economic examination of optimal technological patterns of its processing, and variants of distribution of mining and processing enterprises and their production capacities in conditions of market relations using the currently formed home and world prices.

Key words: phosphate raw material, reclamation stuff, soil cultivation, Far East.

СИСТЕМНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ ГЕОЭКОЛОГИИ

С.Л. Турков

Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск

Рассматриваются результаты исследований проблемы формирования терминологического аппарата геоэкологии как нового междисциплинарного научного направления. Методологическую основу исследований составляют новая парадигма системного представления мира, теория синергетики, концепция “моды”, математические аппараты теории игр и распознавания образов.

Ключевые слова: системный подход, теория синергетики, понятия, определения, геоэкология.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно формуле специальности 25.00.36 (ВАК РФ), геоэкология – междисциплинарное научное направление, объединяющее исследования состава, строения, свойств, процессов, физических и геохимических полей геосфер Земли как среды обитания человека и других организмов. Основной задачей геоэкологии является изучение изменений жизнеобеспечивающих ресурсов геосферных оболочек под влиянием природных и антропогенных факторов, их охрана, рациональное использование и контроль с целью сохранения для нынешних и будущих поколений людей продуктивной природной среды.

Геоэкология (в научную практику этот термин введен немецким исследователем К. Троллем в 1970 г.) выделилась из геологии, географии, экологии и как самостоятельная наука сформировалась у нас в стране в начале 80-х годов прошлого века. Геоэкология – относительно молодая наука, предмет и объект исследования которой в настоящее время постоянно уточняются и дополняются. При этом основной методический подход заключается в попытках использования исследователями понятийного аппарата и терминологии исходных и смежных с ней наук, таких как геология, геофизика, география, экология, экономика, социология и другие.

В научной практике объект глобального уровня исследования геоэкологии – геосферы планеты – обычно физически ограничивается рамками отдельных регионов, рассматриваемых и принимаемых в виде универсальных территориальных единиц окружающего нас мира. Предметом исследования геоэкологии, как правило, являются биосферные (ноосферные) процессы глобального, регионального и локаль-

ного уровней; чаще всего их интерпретируют через посредство функции и термина “природопользование” [9, с. 7]. Со стороны общественной практики цель геоэкологии как специальной науки заключается в изучении процессов регионального развития с системных, геолого-географических и биологических позиций, которые в конечном итоге сводятся к нахождению некоторого устойчивого (равновесного) состояния природных и социальных систем с точки зрения биоразнообразия их вещественной части и энергетической ценности. В этой части задачи геоэкологии на практике могут быть сведены к функции управления региональным природопользованием, когда управление рассматривается как специализированная “... функция организованных систем (биологических, технических, социальных), обеспечивающая сохранение их структуры, поддержание режима деятельности, реализацию ее программы, цели” [16, с. 496]. При этом общим объектом исследования геоэкологии должны стать сложно организованные системы класса “природа–общество” [13, 14].

Из теории познания (гносеологии) [16, с. 480] следует, что, помимо выделения некоторого объекта (его физический – элементный – состав и пространственные границы) и предмета исследования, необходимо определение общей целевой функции каждой конкретной науки, посредством которой может описываться вся ее проблемная область. Обычно эта функция определяется как четко выделенный общий функциональный процесс и формулируется в виде основных (фундаментальных) понятий и определений данной науки. Для геоэкологии подобным общим процессом должна стать функция управления региональным развитием (по А.А. Ляпунову: “Управление, основанное на передаче информации, является со-

ставной частью всякой жизнедеятельности, более того, управление можно объявить характеристическим свойством жизни в широком смысле”). К основным (фундаментальным) понятиям геоэкологии следует отнести понятия “равновесие” и “устойчивое развитие”.

В настоящее время понятия “равновесие” и “устойчивое развитие” в виде основных (фундаментальных, т.е. логически реализующих научную цель и задачи исследований) понятий в геоэкологии не исследованы и не сформулированы. Это является существенным недостатком формирующейся сегодня методологии и теории геоэкологии, поскольку методически эти понятия являются итоговыми и логически завершающими ее общий методологический и понятийный аппарат. Также известно, что вне рамок этих понятий невозможно правильно сформулировать концепцию и стратегию устойчивого развития страны и регионов на долгосрочную перспективу или достичь сбалансированного решения стоящих перед страной социально-экономических задач и проблем сохранения благоприятной окружающей среды и ее природно-ресурсного потенциала в целях удовлетворения потребностей нынешних и будущих поколений [5].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В исследовании использовались системный, программно-целевой и кибернетический методы (подходы). Методологическую основу исследования составляют новая парадигма системного представления мира, теория синергетики и концепция “моды”, математические аппараты теории игр и распознавания образов.

Известно, что все природные, в т.ч. биологические и социальные, системы независимо от их вида относятся к классу физических систем, которые характеризуются тремя входными элементами – масса, энергия, информация. Поэтому их изучение в принципе невозможно вне их физической (системной) интерпретации. В данной связи Д.Л. Арманд (1975) отмечал: “В конечном счете, все физико-географические процессы имеют в основе физические явления. Сведение географических закономерностей к геофизическим, а по мере возможности и к физическим законам представляется крайне желательным. Только физический анализ убеждает, что явление понято” [10, с. 5]. При этом основным – определяющим и синтезирующим все другие – методом исследования геоэкологии является системный подход.

Системный подход априори предполагает использование теорий общих [2] и самоорганизующих-

ся систем (синергетика) [3, 4, 6, 17]. В качестве специальных методов в исследовании использовались: теория биосферы (ноосферы) Э. Леруа, П.Т. де Шардена, В.И. Вернадского; теория общих систем (Л. Берталанфи) и сложно организованных диссипативных систем (Ф. Капра); новая парадигма системного представления мира – “биосферное” (за рубежом – “терапевтическое”) мышление; теория энтропии А.Н. Панченкова; теория бифуркаций И.Р. Пригожина; схема климатического социосистем А.В. Позднякова; теория “телеологических” систем Н. Винера; концепция “устойчивого развития” (Sustainable Development) комиссии ООН (Г.Х. Брундтланд) и “открытого общества” К. Поппера; определение термина “равновесие” Л. Брауна; концепция “моды” Г. Хакена; принципы “соответствия”, “дополнительности”, “неопределенности” и “зависимости” Н. Бора и В. Гейзенберга.

В качестве основного – подлежащего управлению – функционального процесса в исследовании был принят процесс регионального природопользования (активные сложные системы класса “природа–общество” [13]), поскольку только в его рамках и могут быть описаны все известные нам природные и общественно-социальные системы, их функционирование и развитие в пространстве и времени. По мнению экспертов ООН, целевая функция природопользования должна определяться на основе поиска оптимального соотношения системных параметров следующих пяти компонентов устойчивого социально-экономического развития регионов: “... производственной деятельности, потребления природных ресурсов, состояния экологических систем, качества окружающей среды и благосостояния человека” [18, с. 7].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В многочисленных представлениях авторов о сущности и значении термина “природопользование” большинством из них выделяются два взаимосвязанных и дополняющих друг друга процесса: 1) использование и изъятие человеком каких-либо компонентов природных систем в виде природных условий и ресурсов; 2) антропогенное изменение отдельных компонентов природных систем. Например, П.Я. Баклановым дается следующее определение этого термина, которое на настоящий момент наиболее точно характеризует его сущность: “... под природопользованием понимают различные формы непосредственного взаимодействия и взаимоотношений человека (с его техническими средствами и технологиями) и природных систем и процессов в соответствующих пространственно-временных масштабах с целью получе-

ния общественно (социально) значимых продуктов, услуг, энергии” [9, с. 7]. Отсюда следуют два важных методологических вывода: 1) о наличии разных форм взаимосвязи явлений природы и общественно-социальной сферы жизни и деятельности общества; 2) все взаимодействия природных и социальных процессов должны одновременно рассматриваться в пространстве и времени.

В настоящее время методология и теория управления региональным природопользованием как система научных знаний, полностью соответствующая объекту и предмету исследования геоэкологии (геосферы планеты, процессы их взаимодействия), отсутствует. Системный анализ [13, с. 8, 12–14, 23, 140–154] показывает, что в теории и практике управления региональным природопользованием сегодня используется “механистический” подход (“механистическое мышление”, старая парадигма системного представления мира; лапласовский детерминизм, бэконская философия, картезианский механицизм; объектно-ориентированное представление мира, детерминированная постановка задач управления [3, 4]). При этом элементы системы “природа–общество” рассматриваются как части, доли или отдельные ресурсы, а не как компоненты взаимодействующих процессов. Отсюда в научных концепциях, теориях и на практике происходит теоретическое и физическое расчленение мира на отдельные элементы (нарушение принципа “эмерджентности”, или целостности, сложно организованных систем [2–4]). В результате не воспринимаются и разрушаются системные свойства природных объектов, а связи между ними устанавливаются как строго детерминированные (традиционный подход к управлению сложными системами заключается в том, что “... результат внешнего управляющего воздействия есть однозначное и линейное, предсказуемое следствие приложенных усилий, что соответствует схеме: управляющее решение → желаемый результат” [4, с. 4]).

На практике это находит свое выражение в территориальном и отраслевом принципах управления, когда усилия всех управляющих структур реализуются через посредство только внешнего управляющего воздействия на природные системы и объекты. При этом полностью игнорируется внутренний уровень их функционирования и развития. Так, обычно управлению подлежат некоторые производственные, технологические, социально-экономические (но не системные!), или только внешние по отношению к системе “природа–общество”, процессы, которые, в свою очередь, не сводятся к управлению территорией (регионом) как геосистемным образованием. Текущий

мониторинг природных объектов и процессов в итоге представляет собой лишь простую (количественную и качественную) констатацию ряда фактов о происходящих изменениях в окружающей нас природной среде. Отсюда решение проблем (задач) мониторинга приводит нас только к исходной точке принятия управляющих решений и не определяет условия и возможности оптимизации будущих (прогнозируемых) состояний природных систем или, иначе, не оставляет нам какой-либо возможности управлять ими.

Таким образом, “механистический” подход не позволяет в полной мере исследовать процессы, происходящие в системе “природа–общество”; из-за неадекватности изучаемого объекта управления реальным биосферным (ноосферным) процессам сегодня достигнут определенный “предел” информационной области принятия управляющих решений. Настоящая ситуация является следствием того, что объектная, предметная и задачная подобласти управления логически не связаны между собой, а зачастую и прямо противоречат сути информационной (кибернетической) теории управления [1]. В рамках данной парадигмы (“механистическое мышление”) нельзя также сформулировать основные понятия и определения теории биосферы (ноосферы) в ее интерпретации Э. Леруа, П.Т. де Шардена, В.И. Вернадского. Системный анализ и синтез показывают, что даже само понятие “региональное природопользование” в терминах данной парадигмы нельзя точно формализовать и представить в виде какой-либо логической (математической, информационной и алгоритмической) схемы принятия управляющих решений. Кроме того, она же не позволяет сформулировать такие исходные (базовые, характеризующие физический смысл управления региональным природопользованием как динамическим процессом) понятия геоэкологии, как “равновесие” и “устойчивое развитие”.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наши исследования [11–15, 19] показывают, что в качестве методологической основы геоэкологии как науки необходимо использовать новую – биосферную (ноосферную) – парадигму системного представления мира, которая предполагает переход от исследования отдельных (даже комплексных!) объектов природы к изучению отношений между ними [2, 3 и Приложения к работам 11, 13]). Этим обеспечивается естественно-научное (философское) требование адекватности объекта и предмета исследования реальным природным системам и процессам. Цель данного перехода также следует из известных принципов “соответствия” и “дополнительности” Н. Бора

(1913) [16, с. 438, 133]. Одна из возможных схем объединения фазового (информационного) пространства сферы природопользования, геоэкологии и других смежных (исходных) наук, иллюстрирующая действие этих принципов, представлена на рис. 1.

Эта схема показывает, что при исследовании проблем природопользования можно воспользоваться общим терминологическим аппаратом таких наук, как география, экономика и экология (действие принципа “соответствия”, согласно которому в каждый конкретный момент времени может быть установлена точная математическая связь различных естественно-научных теорий и семантическая – через понятия и определения – связь смежных дисциплин [16, с. 438]). Но при переходе к исследованию проблем геоэкологии так поступать уже нельзя; здесь необходимо применять так называемые “дополнительные” классы понятий и определений, которые только взятые вместе исчерпывают всю поддающуюся определению и передаче информацию [16, с. 133].

Отсюда следует, что все привлекаемые из других наук к исследованию проблем геоэкологии понятия, специальные термины и их определения теорети-

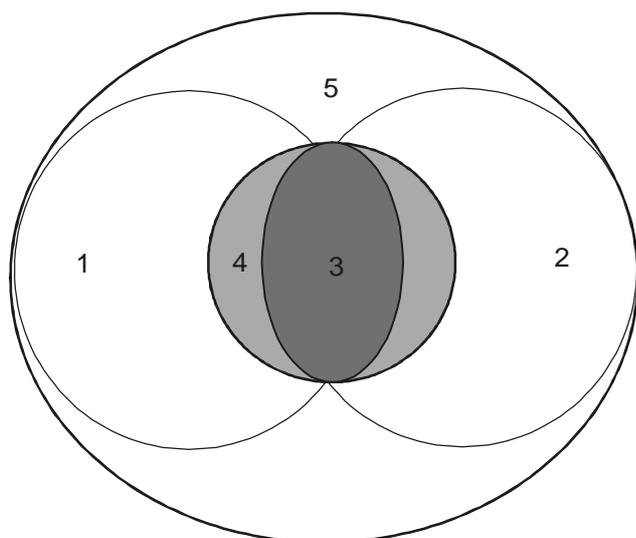


Рис. 1. Системное представление фазового (информационного) пространства геоэкологии и сферы природопользования.

1 – фазовое пространство природных процессов; область знаний географии; 2 – фазовое пространство общественных (социально-экономических) процессов; область знаний экономики; 3 – природопользование как взаимосвязанные и пересекающиеся процессы взаимодействия природы и общества; область знаний экономической географии и региональной экономики; 4 – физические, биологические и биосоциальные процессы взаимодействия природы и общества; область знаний экологии; 5 – биосферные (ноосферные) процессы взаимодействия и развития геосистем планеты; область знаний геоэкологии.

чески должны подлежать их полному переопределению (действие принципа “неопределенности” В. Гейзенберга, 1927). Согласно этому принципу утверждается, что характеризующие физическую систему так называемые дополнительные физические величины (например, координаты и импульс) не могут одновременно принимать точные значения. Из данного принципа также следует, что при уточнении координат какого-либо процесса (в нашем случае – это переход к качественно иной и более высокой области научных знаний, что априори предполагает появление новой информационной области принятия управляющих решений) мы неизменно теряем в точности определяемого нами импульса или же его координат. Необходимость переопределения исследователем координат системы и импульса процесса также следует из известного принципа “зависимости” Н. Бора и В. Гейзенберга (1927), согласно которому невозможно указать ни одной физической системы, имеющей независимое существование отдельно от наблюдателя (возникновение неустранимой неопределенности из-за влияния наблюдателя на наблюдаемый объект; так называемая связь “система + прибор”) [13, с. 103–105].

Таким образом, в процессе перехода к новым областям знаний системный подход требует не только увеличения степени вложенности и уточнения уровня организации элементов в системе, но и соответствующей теоретической переоценки режимов, нормативов и механизмов функционирования системы в целом, а также целевой и программной функции существования и развития системы со стороны всего комплекса возможных задач управления [13, с. 99].

Применительно к сфере управления региональным природопользованием естественно-научное требование расширения информационной области принятия управляющих решений должно предусматривать ввод принципиально иного объекта и уточнения предмета исследования геоэкологии. В качестве такого общего объекта исследования геоэкологии, по нашему мнению, необходимо принять Активные Сложные Системы (АСС) класса “природа–общество”. Предлагается следующее определение этого понятия: АСС представляет собой взаимно интегрированные целостности систем и объектов, свойства которых не могут быть сведены к свойствам составляющих подсистем и рассматриваются как живые системы, где основным движущим механизмом функционирования и развития является конфликт [13, с. 128–129]. Напомним, что под конфликтом в теории игр понимается всякое явление, применительно к которому можно говорить, кто и как в этом явлении участвует, каковы могут быть у этого явления исходы, кто в этих исхо-

дах заинтересован и в чем эта заинтересованность состоит (Н.Н. Воробьев, 1971). В самом общем виде конфликт в АСС класса “природа–общество” можно сформулировать как стремление природы сохранить свое физическое (материально-вещественное), энергетическое и информационное состояние в противовес стремлению человека его нарушить. Следует специально отметить, что конфликт представляет собой особое (перманентное) свойство всех природных, биологических и социальных систем; другими словами – это процесс, в результате которого и происходит функционирование и развитие сложно организованных систем. При этом он всегда проходит в условиях неопределенности. “Активность” систем класса “природа–общество” заключается в том, что они рассматриваются как самоорганизующиеся (в рамках теории синергетики – “диссипативные”, т.е. далекие от равновесия, устойчивые и неинвариантные относительно переносов и поворотов материальной точки) системы. Их “сложность” определяется тем, что они существуют и развиваются не в линейном, а в функциональном (биологическом) пространстве, где события (по

И.Р. Пригожину, 1985) представляют собой процессы, локализованные во времени и пространстве, а не только траектории движения [4, 6, 17].

Исходя из основных положений теории синергетики (теория самоорганизующихся систем; [3, 4, 6, 17] и др. работы), теоретически состав и связь объекта и предмета геоэкологии в терминах синергетики могут быть ограничены следующими элементами и обеспечивающими их теориями (рис. 2).

В определении термина “управление” (см.: с. 90) следует выделять две последовательно связанные части: первая – имеет временную направленность на настоящее (структура, режим деятельности) или теоретически определяет некоторое (возможное) состояние “равновесия” системы; вторая – направлена на будущее (программа, цель развития), т.е. теоретически позволяет реализовать какие-либо условия “устойчивого развития” системы.

Исследования [11–15, 19] показывают, что понятия “равновесие” и “устойчивое развитие” относятся к классу фундаментальных понятий геоэкологии; они



Рис. 2. Основные (базовые) понятия геоэкологии и обеспечивающие их теории.

взаимосвязаны, но неоднозначны, поэтому должны иметь разные определения. Вне определения их физической сущности и системной интерпретации управление региональным природопользованием как функциональный и технологический процесс невозможен и теряет всякий смысл. Здесь следует напомнить, что понятия “равновесие” (по Л. Брауну, Международный экологический конгресс, Рио-де-Жанейро, 1992) и “устойчивое развитие” (Sustainable Development, Комиссия Г.Х. Брундтланд, Стокгольмская конференция ООН по окружающей среде, 1972) до сих пор не имеют четких функциональных определений, что не позволяет их прямо использовать в текущей практике геоэкологических исследований. В настоящее время эти понятия, сформулированные как “... такое состояние общества, при котором удовлетворение сегодняшних потребностей общества не уменьшает шансы будущих поколений на достойную жизнь”, используются практически повсеместно. Например, это определение признано в качестве основополагающих национальных доктрин при создании Президентского совета по устойчивому развитию в США (1993) и разработке аналогичной стратегии и концепции для Российской Федерации (1996) [5].

Понятия “равновесие” и “устойчивое развитие” в определении Л. Брауна и Комиссии Г.Х. Брундтланд всегда подвергались серьезной научной критике (например, работы М. Arnold, R. Day, П.Я. Бакланова, А.С. Шейнгауза и других исследователей). Ее суть может быть сведена к следующим методологическим аспектам. Так, исходя из них, эффективное управление биосферными (ноосферными) процессами возможно только в том случае, если мы будем иметь четкие представления о том, что такое “достойная жизнь” и “что захотят будущие поколения”. Однако хорошо известно, что характеризующие эти понятия элементы в принципе (априори) неопределимы. Поэтому они, скорее всего, могут выступать только в виде некоторых общепризнанных (суггестивных) норм поведения общества по отношению к окружающей его природной среде. Они не имеют большого смысла и с точки зрения математики и информатики, поскольку их невозможно каким-либо образом формализовать (в математическом смысле на них не могут быть установлены какие-либо отношения предпочтения).

С целью теоретического обоснования исследования устойчивых и неустойчивых природных и социальных процессов нами рекомендуется использовать теорию синергетики [2–4, 6, 7, 17 и др.], теорию энтропии А.Н. Панченкова (1999), теорему неравновесных процессов И.Р. Пригожина (1947), принципы

“минимума роста энтропии” Л. Онсагера (30-е гг. XX в.), “неопределенности” и “зависимости” (В. Гейзенберг, Н. Бор, 1927), концепцию “моды” Г. Хакена [17] и теорию управления региональным природопользованием [13]. В основу системного анализа и синтеза этих процессов должны быть положены широко известная схема бифуркаций И.Р. Пригожина [6, с. 88] и схема климакса социосистем (по А.В. Позднякову [8, с. 31]). При этом схему бифуркаций И.Р. Пригожина следует реконструировать в направлении симметрии физических процессов, поскольку она не описывает такое известное состояние диссипативных систем, как их гибель. Подобная реконструкция представлена на рис. 3 (здесь X – переменная состояния системы); при этом полная энтропия системы рассматривается в представлении А.Н. Панченкова [7], когда она всегда постоянна ($H_f = \text{const}$) и состоит из двух элементов: $H_f = \{H_q | H_p\}$, где H_q – структурная энтропия и H_p – энтропия импульса.

Настоящая диаграмма показывает, что на отрезке 1–2 состояние диссипативных систем характеризуется асимптотической устойчивостью (по А.Н. Панченкову, оно поддерживается калибровочной симметрией [7]). Подобное состояние в синергетике называют “термодинамической ветвью”; здесь системе приписывается единственное решение, которое можно определить как состояние ее “равновесия”. Единственность решения заключается в том, что оно, во-первых, всегда возвращает систему на один и тот же возможный режим ее движения и, во-вторых, связано с большой долей неопределенности ее поведения, поскольку здесь невозможно задать точные исходные (координаты и импульс) условия. Какой-либо оптимальности поведения системы в данном случае нет; здесь возможно решение только первого класса задач управления региональным природопользованием – задачи интерпретации, диагностики и мониторинга, для чего можно использовать математическую теорию распознавания образов.

В точках 1, 2 происходит переход через критические значения параметра состояния системы X (одновременное уменьшение H_q и увеличение H_p ; $H_f = \{H_q | H_p\} = \text{const}$). Здесь возникает конфликт, который заключается в том, что система не может развиваться далее по пути неустойчивого развития и должна осуществить некоторый качественный – бифуркационный – скачок, который (теоретически) характеризуется ее переходом на ветви устойчивого развития (a_1 или a_2 и b_1 или b_2 ; оптимальной будет ветвь, где наблюдается наименьший рост энтропии). Выход из данного конфликта заключается в том, что системе необходимо, во-первых, оценить свое текущее состояние

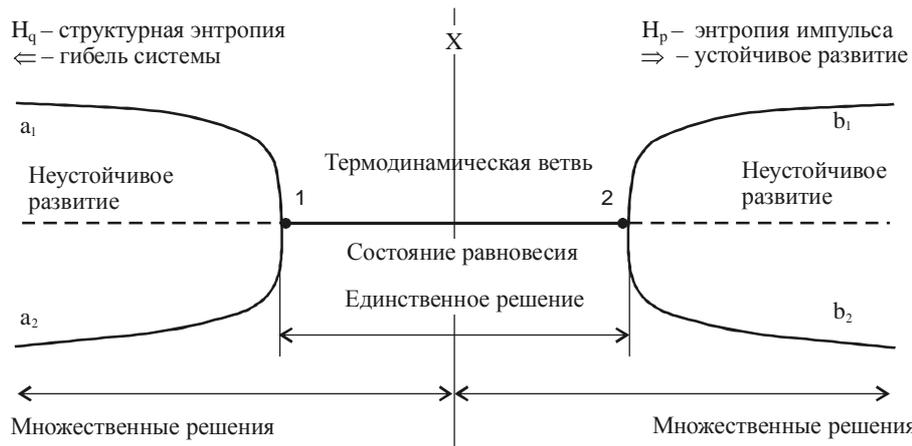


Рис. 3. Диаграмма состояний сложно организованных диссипативных систем класса “природа–общество”.

с учетом возможных степеней свободы в фазовом пространстве среды и, во-вторых, установить (согласно теореме неравновесных процессов И.Р. Пригожина и принципа “минимума роста энтропии” Л. Онсагера) некоторые отношения предпочтения своего будущего поведения, т.е. осуществить выбор стратегии развития в зависимости от собственного состояния, условий окружающей среды и с учетом возможностей ее самоорганизации. Теоретически здесь должны возникать классы задач планирования, реконструкции, прогноза, управления. Исходя из необходимости обеспечения адекватности реальной системы происходящим в ней и окружающей среде процессам, их решение сводится к использованию математического аппарата теории игр (появление множественности решений и оптимальности поведения отдельных элементов системы и их групп, т.е. классов игроков и их коалиций).

Основной (конструктивный) вывод, который следует из перечисленных выше теорий и принципов, а также рис. 3 заключается в следующем. Во-первых, для любых природных, биологических и социальных (диссипативных) систем, в т.ч. и АСС класса “природа–общество”, в каждый конкретный момент времени можно определить их текущее положение (равновесное состояние, точки неустойчивого или устойчивого развития – флуктуационные и бифуркационные процессы). Во-вторых, на основе системного анализа и синтеза динамики происходящих процессов теоретически могут быть спрогнозированы возможные (будущие) формы их существования и пути развития. То есть для таких систем в принципе возможна реализация функции внутреннего или внешнего (пассивного и активного) управления.

Таким образом, в теории и практике управления сложно организованными системами класса “природа–общество” следует выделять четыре типа (в физическом смысле различных, но последовательно связанных между собой и переходящих друг в друга) функциональных состояний: равновесие, неустойчивое развитие, устойчивое развитие, гибель системы. Отсюда текущая практика управления подобными системами (функция лица, принимающего решения) должна сводиться к следующим процедурам. 1) Определение текущего на настоящий момент времени положения системы по отношению: во-первых, к левой или правой частям термодинамической ветви; во-вторых, к точкам бифуркаций, соответствующим развитию или гибели системы; в-третьих, к аналогичным ветвям, связанным с текущими процессами перехода (ее развитие или гибель). 2) Определение потребных ресурсов (масса, энергия, информация), времени и способов (непосредственного или опосредованного) воздействия на систему, в результате чего может быть обеспечено ее сохранение в положении, соответствующем ее размещению на термодинамической ветви (состояние “равновесие” системы). 3) То же, что и в п. 2, но посредством чего достигается вывод системы в положение ее “устойчивого развития” (рост энтропии), или же когда обеспечивается ее гибель.

Здесь также нужно напомнить следующие фундаментальные выводы теории синергетики, которые принципиально важны для практики управления биосферными (ноосферными) процессами: “... синергетика дает знание о том, как надлежащим образом оперировать со сложными системами и как эффективно управлять ими. Оказывается, главное – не сила, а правильная топологическая конфигурация, архитектура воздействия на сложную систему (среду).

Малые, но правильно организованные – резонансные – воздействия на сложные системы чрезвычайно эффективны” [4, с. 5]. Необходимо обратить особое внимание и на следующий, часто упускаемый многими исследователями (например, при разработке долгосрочных целевых программах социально-экономического развития регионов), аспект: достижение системой положения в точках 1 или 2 – ее состояние на этот момент – определяется ранее действующими законами; но далее (на бифуркационных ветвях развития – a_1 или a_2 и b_1 или b_2) меняется не только сама система, но и законы, выводящие ее в это положение (И.Р. Пригожин, 1985). Другими словами, прогнозировать развитие сложно организованных систем на долгосрочную перспективу на основе использования одних и тех же законов их развития нельзя, поскольку теоретически должны происходить качественные изменения “ядра” структуры-аттрактора или “пятна” процесса [4, с. 6]; в наших исследованиях этим определяется геосистемный каркас территории [15], а также фазового пространства (области притяжения, или воздействия) ее существования. Напомним, что в природе не существует физических систем, не имеющих своего аттрактора (аттрактивной цели). В синергетике (школа С.П. Курдюмова) под структурами-аттракторами понимаются такие “... реальные структуры в открытых нелинейных средах, на которые выходят процессы эволюции в этих средах в результате затухания в них переходных процессов” [4, с. 7].

Из вышеизложенного следует, что при разработке функциональных определений понятий “равновесие” и “устойчивое развитие” основному изучению подлежат процессы внутреннего и внешнего управления, позволяющие или “удерживать” диссипативные системы на термодинамической ветви, или же “выводить” их в бифуркационные состояния. С целью решения настоящей проблемы рассмотрим эти процессы подробнее.

Анализ показывает, что сегодня одной из наиболее конструктивных теорий, позволяющих реализовать процесс управления диссипативными системами, является теория синергетики и, в ее рамках, концепция “моды” [17]; последняя рассматривается в физике и термодинамике (параметры порядка в теории фазовых переходов, они определяют все другие подсистемы). В физике “мода” – это тип собственных электромагнитных колебаний, возбуждаемых в резонаторе или распространяющихся в волноводе или других (например, упругие колебания) направляющих системах; в статистике “мода” – величина признака (варианта), чаще всего встречающаяся в совокупности единиц в вариационном ряду. Эта концепция

позволяет разработать следующую физическую (системную) интерпретацию процесса формирования структуры-аттрактора систем класса “природа–общество” (ее графическое – абстрактное – представление, выраженное в терминах синергетики и основанное на концепции “моды”, представлено в работе [14] и на рис. 4).

Из рис. 4. следует, что в физическом смысле структура-аттрактор представляет собой комплекс (комбинацию) устойчивых и неустойчивых мод, сведенных в ансамбли и формирующих некоторую относительно устойчивую (во времени, определяемом минимумом роста энтропии) суперпозицию, в которой наиболее полно и адекватно реализуется кооперативное действие полной системы. Структура-аттрактор формируется в результате “... незатухающих мод, нарастающих до макроскопических значений и определяющих динамику системы в окрестностях точки неустойчивости. Эти моды образуют остов, вырастающий из флуктуаций, превышающий порог неустойчивости. Они, таким образом, описывают “эмбриональное” состояние возникающей пространственно-временной структуры” [17, с. 244]. Отличие понятий реальной системы и структуры-аттрактора заключается в том, что первая характеризуется параметрами порядка, неустойчивыми (затухающими) и устойчивыми модами, их ансамблями и некоторой неустойчивой (развивающейся) суперпозицией системы, в то время как вторая выражается (главным образом) устойчивыми модами и устойчивой во времени суперпозицией системы (изменения происходят в результате перехода первой ко второй; основное значение здесь имеет процесс свертывания сложного – достижение минимума роста энтропии в конце данного перехода).

Вышеизложенный подход позволяет принципиально по-иному сформулировать такие основные (фундаментальные) понятия геоэкологии, как “равновесие” и “устойчивое развитие”. Например, “равновесие”, рассматриваемое как некоторое физически устойчивое во времени состояние сложно организованных систем, представляет собой процесс относительно постоянного сохранения в фазовом пространстве “ядра” структуры-аттрактора (геометрии, состояния и величины структурной энтропии H_q , которые поддерживаются калибровочной симметрией) и энтропии импульса (H_p) системы. Этим обеспечивается сохранение структуры и поддержание режима деятельности системы, т.е. выполняется первая часть определения термина “управление” (см.: с. 90, 94). В терминах синергетики, “равновесие” – управляемый процесс, в результате которого обеспечивается относительно по-

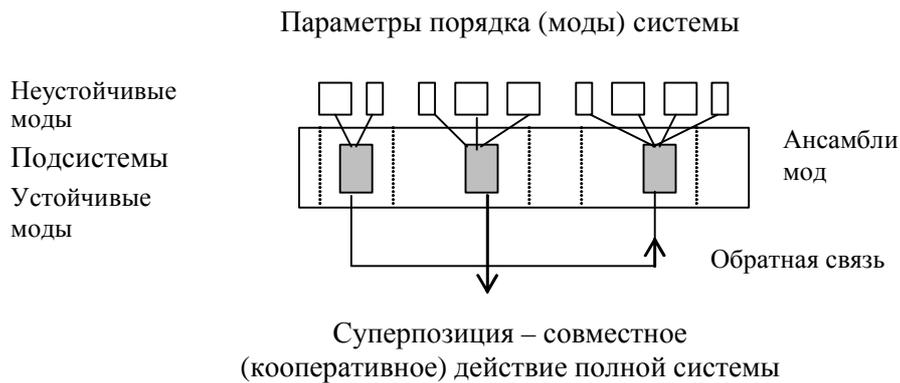


Рис. 4. Абстрактное (графическое) представление процесса формирования структуры-аттрактора активной сложной системы класса “природа–общество”.

стоянное сохранение суперпозиции исходной системы (“ядра” структуры-аттрактора или подмножества потенциала ускорений со структурой [7, с. 12]) в фазовом пространстве окружающей среды. На практике – это, во-первых, процесс постоянной подпитки “ядра” структуры-аттрактора, т.е. восполнение массы, энергии и информации системы, и, во-вторых, сохранение размера и структуры фазового пространства ее притяжения.

Физический смысл “устойчивого развития” будет заключаться в последовательном и регулярно повторяющемся переходе от состояния “равновесие” к будущей (прогнозируемой) структуре-аттрактору более высокой (по структурной энтропии) форме ее организации, $H_p \leftrightarrow H_q$. В терминах синергетики – это регулярно повторяющийся процесс, в результате которого происходит одновременное изменение “ядра” структуры-аттрактора, а также ее суперпозиции (т.е. совместного – кооперативного – действия полной системы). Этим процессом обеспечивается реализация программы, цели развития системы, что соответствует второй части определения термина “управление” (см.: с. 90, 94).

В основе предлагаемой нами методологии и теории управления региональным природопользованием [13] лежит положение о двойственной (биосоциальной) сущности человека, согласно которому он (и общество в целом) одновременно входит в объект управления (“объект природы”) и систему управления (“субъект природы” – разумное существо и лицо, имеющее возможность принимать решения; см.: широко известную схему управления “телеологическими” системами Н. Винера [1] и принцип “зависимости” – “система + прибор” – Н. Бора и В. Гейзенберга, 1927). В работе [13, с. 178–199, (рис. 3.3.)] представлены основные элементы теории управления регио-

нальным природопользованием и формализованные представления общей, глобальной и локальной моделей управления системами класса “природа–общество”. Согласно этим моделям, управление (в теоретико-игровой постановке) следует рассматривать как процесс разумного и целенаправленного принятия решений, который определяется множествами состояний объекта управления и внешней среды, множеством функций лица, принимающего решение, действующего в направлении реализации функции управления для достижения глобального и локального критериев оптимизации, с учетом реакции объекта управления на управляющее воздействие и на реакцию внешней среды. Отсюда оптимальность управления системами класса “природа–общество” в терминах синергетики будет заключаться в последовательном “сжатии” структуры и времени перехода от исходной к прогнозируемой структуре-аттрактору [13, с. 130, рис. 2.3]. Основные методы решения подобных задач управления – распознавание образов и математический аппарат теории игр.

С точки зрения методологии и теории управления важное значение имеет процесс разработки специальных схем перехода реальной системы к будущей (прогнозируемой) структуре-аттрактору (оценка возможности систем класса “природа–общество” формировать область притяжения будущей структуры-аттрактора, поскольку развитие самой природы во времени происходит в результате последовательных бифуркаций). Или, что также возможно, способности реализации процесса ее “скатывания” в область притяжения предыдущей структуры-аттрактора. Одна из возможных схем подобного перехода представлена в работах [13, 14, 19] и на рис. 5 (здесь под “реальной структурой АСС” понимаются положения системы в точках 1 и 2, см.: рис. 3).

Обозначения на схеме следующие: $S(t)$ – структура перехода; $T(t)$ – время перехода; АСС – активная сложная система класса “природа–общество”; 1–2 – расстояние перехода; 3–4 – время перехода; точки А–В – оптимум перехода АСС к будущей (прогнозируемой) структуре-аттрактору. Здесь же необходимо еще раз напомнить, что все конкретные ситуации перехода в реальных условиях реализуются в функциональном (биологическом) пространстве, где события представляют собой процессы, локализованные во времени и пространстве, а не только траектории движения (И.Р. Пригожин, 1985).

Из схемы (рис. 5) следует, что реальная АСС класса “природа–общество” может существовать в двух формах: устойчивой, когда в ней сформировано “ядро” структуры-аттрактора и система удерживается областью его притяжения (фазовым пространством), и не устойчивой, когда подобной области нет. Тогда теоретически возможны два способа ее движения: путем ее “скатывания” в область притяжения предыдущей структуры-аттрактора (на схеме это показано двойной стрелкой) и путем движения в область притяжения новой (будущей, прогнозируемой) структуры-аттрактора (на схеме ломаной линией показан один из возможных путей такого перехода). Однако теоретически также возможен некоторый “оптимальный” путь (вектор) перехода; на схеме он обозначен жирной прямой стрелкой. Тогда точки А–В, полученные путем разложения вектора перехода на составляющие, и пересекающая их прямая дадут нам искомый оптимум перехода системы к будущей (прогнозируе-

мой) структуре-аттрактору; теоретически этот оптимум представляет собой процесс “сжатия” $S(t)$ и $T(t)$, или расстояния (структуры) и времени перехода, что может быть записано в следующем виде (1).

$$R_t(S) = \langle (\{H_n(S, \Omega, t=0)\} \Rightarrow^{\text{opt}} \{H_{sn}(S, \Omega_0, \Gamma, T)\}) \rangle$$

где: $R_t(S)$ – управляющее решение в ситуации S , или оценка качества состояния АСС класса “природа–общество” на каждом шаге возможного перехода от исходной ($t=0$) структуры к планируемой структуре-аттрактору; t – время, $t \in T$; n – варианты решения; $\{H_n(S, \Omega, t=0)\}$ – функция выигрыша (в теоретико-игровой постановке, $\langle \dots \rangle$) по вариантам перехода; Ω – фазовое пространство среды; $\{H_{sn}(S, \Omega_0, \Gamma, T)\}$ – планируемая структура-аттрактор для глобального критерия оптимизации управления; $\Omega_0 \in \Omega$; Γ – новое фазовое пространство среды.

ОБСУЖДЕНИЕ

В научном плане предлагаемый в статье подход позволяет решать следующую проблему устойчивого развития регионов, которая рассматривается сегодня в качестве основной практической задачи геоэкологии как специализированной области знаний.

Прежде всего, он обеспечивает требуемую адекватность объекта и предмета исследования геоэкологии реальным природным и социальным системам и процессам. В текущей практике управления государственным и региональным природопользованием ре-

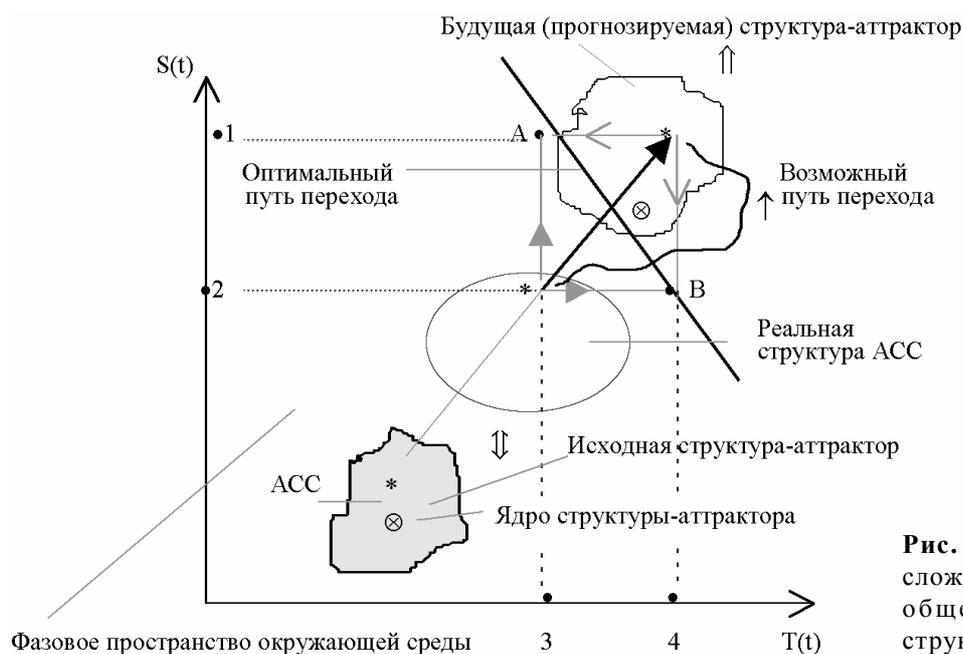


Рис. 5. Схема перехода активной сложной системы класса “природа–общество” к прогнозируемой структуре-аттрактору.

лизация этого положения должна обеспечиваться переходом на качественно иной и более высокий – геосистемный – уровень управления, который предполагает исследование геосфер планеты в территориальных (региональных) границах с одновременным учетом функций внутреннего и внешнего управления природными и социальными системами. Этот уровень управления, в контексте концепции и стратегии перехода Российской Федерации к устойчивому развитию [5], должен определять структуру и функции нового демократического государственного (функционального) института управления региональным природопользованием. Здесь же необходимо отметить, что, исходя из принципа “соответствия” Н. Бора (1913), активно используемые сегодня территориальный и отраслевой принципы управления должны в известной степени сохранять свою роль и значение (методически они принимают вид частного случая в новой теории более высокого уровня познания [16, с. 438]).

Второй важный научный и практический результат предлагаемого в статье подхода заключается в том, что он предполагает существенное расширение информационной области принятия управляющих решений. Это следует из известных принципов “дополнительности” и “неопределенности” Н. Бора (1913) и В. Гейзенберга (1927), а также из факта моделирования природных и социальных процессов на основе использования математического аппарата теории игр. Кроме того, он же позволяет на практике перейти от принятых сегодня последовательных к параллельным методам определения и принятия оптимальных управляющих решений в сфере регионального развития. Напомним, что в текущей практике принятия управляющих решений, они, как правило, принимаются последовательно; сначала просчитывается экономическая составляющая решения, а затем она корректируется (обычно – это экологическая экспертиза) со стороны экологических, социальных и прочих ограничений (при создании особо охраняемых природных зон – заповедники, заказники, природные парки и т.д. – эта процедура становится обратной). Предлагаемый в статье подход позволяет совмещать эти процедуры, что достигается уже самим фактом использования теоретико-игровых моделей принятия управляющих решений (антагонистические игры; $H_f = \text{const}$ и $H_f = \{H_q | H_p\}$).

Особый интерес представляют возможности использования настоящего подхода при разработке будущих эколого-экономических механизмов управления региональным природопользованием. Подобные механизмы должны предусматривать следующие этапы и процедуры. 1) Достижение состояний “равнове-

сия” и “устойчивого развития” систем класса “природа–общество”, при котором экономический рост допустим только в тех случаях, когда он поддерживает и обогащает внутреннюю и внешнюю связи системы.

2) Ориентация на экологически осознанное управление, при котором затраты в природоохранные мероприятия рассматриваются как капиталовложения в будущее и как средство достижения конкурентного превосходства [13, с. 341–344]. Поэтому в разрабатываемых на основе данного подхода эколого-экономических механизмах возможно принципиально иное решение этой проблемы (в математическом смысле – это переход от последовательной – со стороны экономики с ограничениями по экологии или наоборот – к параллельной процедуре принятия управляющих решений). При этом необходимо рассматривать не отдельные природные ресурсы и условия в качестве источников сырья и энергии, а “потенциальные” возможности биосферы, которые в сочетании с внешними силами природы и при “поддержке” их интеллектом общества позволяют осуществлять расширенное воспроизводство необходимых нам и биосфере в целом природных ресурсов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко изложенные в статье научные результаты исследования позволяют сделать следующий вывод. Правильно сформулированный (с системных позиций) терминологический аппарат геоэкологии позволяет уже сегодня перейти к новому этапу исследования биосферных (ноосферных) процессов – этапу научно-переосмысления парадигмы системного представления мира, интеграции всех доступных нам знаний о природных системах и объектах, переоценки общественных отношений в сфере государственного и регионального природопользования. На этой основе возможно создание новых и высоко эффективных (интеллектуальных, т.е. человеко-машинных) структур и систем управления, а также эколого-экономических механизмов, посредством чего и должно обеспечиваться решение стоящих перед нами проблем согласования стратегий развития природы и общества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винер Н. Кибернетика или управление и связь в животном и машине / Под ред. Г.Н. Поварова М.: Сов. радио, 1968. 328 с. (Пер. с англ.).
2. Исследование по общей теории систем. М.: Прогресс, 1969. 599 с.
3. Капра Ф. Системное управление в 90-е годы // Проблемы теории и практики управления. 1991. №4. С. 5–9.
4. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Синергетика как новое мировидение: диалог с И. Пригожиным // Вопросы философии. 1992. №12. С. 3–20.

5. Концепция перехода Российской Федерации к устойчивому развитию. Утверждена Указом Президента РФ от 01.04.1996 г. №440 // Собрание законодательства РФ №15. Ст. 1572.
6. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. М.: Мир, 1990. 344 с. (Пер. с англ.).
7. Панченков А.Н. Энтропия. Н. Новгород: Изд-во об-ва "Интелсервис", 1999. 592 с.
8. Поздняков А.В. Механизм циклического развития социосистем // Принцип неопределенности и прогноз развития социально-экономических систем: Матер. III Всерос. научн. семина. "Самоорганизация устойчивых целостностей в природе и обществе". Томск: Спектр, 1999. С. 29–38.
9. Региональное природопользование: методы изучения, оценки, управления / П.Я. Бакланов, П.Ф. Бровко, Т.Ф. Воробьева и др.: Под ред. П.Я. Бакланова, В.П. Каракина: Учебное пособие. М.: Логос, 2002. 160 с.
10. Сысуев В.В. Физико-математические основы ландшафтоведения. М.: Географ. факультет МГУ, 2003. 175 с.
11. Турков С.Л. Принятие решений в системах управления природными ресурсами (вопросы методологии и теории) // Вычислительный центр ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1994. 240 с.
12. Турков С.Л. Неопределенность в управлении региональными программами экономического и социального развития // Принцип неопределенности и прогноз развития социально-экономических систем: Матер. III Всерос. научн. семина. "Самоорганизация устойчивых целостностей в природе и обществе". Томск: Спектр, 1999. С. 52–58.
13. Турков С.Л. Основы теории управления региональным природопользованием. Владивосток: Дальнаука, 2003. 367 с.
14. Турков С.Л. Ноосфера, теория синергетики и проблемы управления сложно организованными системами класса "природа–общество" // Закономерности строения и эволюции геосфер: Матер. VI междунар. междисциплин. научн. симпоз. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 576–589.
15. Турков С.Л. О функциональном определении понятия геосистемного каркаса территории // Матер. VII междунар. симпоз. "Проблемы устойчивого развития регионов в XXI веке". Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, БПИ, 2004. С. 58–59.
16. Философский словарь / Под ред. И.Т. Фролова 5-е изд. М.: Политиздат, 1987. 590 с.
17. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
18. Environmental aspects of the activities of transnational corporations: A survey. N.Y.: United Nations, 1985. 144 p.
19. Turkov S.L. Control of the region natural resources use. The problems of methodology and theory. Preprint N47. Computer Center FEB RAS. Khabarovsk: 2000. 29 p.

Поступила в редакцию 7 июня 2005 г.

Рекомендована к печати Б.А. Вороновым

S.L. Turkov

System interpretation of the principal concepts of geoeology

Under consideration are results of research into the problem of formation of the terminology apparatus of geoeology as a new interdisciplinary scientific trend. The method base of the research is a new paradigm of the system conception of the world, the synergetics theory, the "mode" concept, the mathematical apparatuses of the game-theory modeling and pattern recognition.

Key words: system approach, synergetics theory, concepts, definitions, geoeology.

РЕЦЕНЗИИ

УДК{553.98.041:553.351.2}(265.546)

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ ВОСТОКА РОССИИ*

М.П. Антипов*, Б.В. Ермаков, А.Е. Шлезингер***

**Геологический институт РАН*

**НПЦ “Геонефтегаз”*

Вышла в свет вторая из шести запланированных книг серии под общим названием “Осадочные бассейны Востока России”, в которой обобщены материалы по геологии, геодинамике и перспективам нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Именно содержание этой книги рассмотрено в нашем отзыве. В целом надо приветствовать постановку таких исследований, поскольку информация по осадочным бассейнам Востока России еще достаточно скудна и требует всестороннего освещения.

Осадочные бассейны Татарского пролива проанализированы с большой полнотой. При их рассмотрении затронуты практически все аспекты строения и развития. Специальная глава посвящена нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Отрадно, что в ней, наряду с такими важными вопросами, как нефтегазоносные системы и породы, потенциальные коллекторы, не забыты и флюидоупоры, играющие первостепенную роль в образовании и сохранении ловушек углеводородов.

Проведенный анализ зиждется на глубоко проработанных стратиграфических данных. Он начинается с меловых отложений, хотя, может быть очень кратко, стоило бы обратить внимание на домеловые образования, распространенные в складчатом обрамлении Сихотэ-Алиня и Сахалина. Меловые отложения охарактеризованы по структурно-формационным зонам и подзонам, а кайнозойские – по комплексам. Возможно палеогеновые отложения, и прежде всего западно-камышовый комплекс эоцена, также следовало бы привязать к тектоническим единицам обрамления.

Перед рассмотрением кайнозойских комплексов осадочного чехла дается характеристика акустического фундамента. В целом надо отметить, что он рас-

смотрен с большой полнотой и обоснованностью, но неудачно помещено последнее в раздел главы «кайнозой», так как акустический фундамент имеет преимущественно докайнозойский возраст. Целесообразнее было бы выделить его описание специальным разделом или подразделом, а в заключение кратко остановиться на том, какие породы по возрасту и составу слагают акустический фундамент. В частности, куда надо относить рассмотренные выше отложения мела – к акустическому фундаменту или осадочному чехлу? По стратиграфическим материалам, основной структурный раздел проходит между меловыми и кайнозойскими отложениями, но это, скорее всего, не так. Вероятно, данная неопределенность возникает из-за недостаточно глубокой проработки сейсмических и геофизических данных, что не позволило решить вопрос, на каких глубинах и на каком возрастном уровне располагается консолидированная кора. Отсюда остался не раскрытым вопрос: что подстилает и на чем заложены осадочные бассейны Татарского пролива? Правда, в следующей главе “Структурно-тектоническая характеристика бассейнов” указывается, что верхний кайнозойский структурный этаж подстилается образованиями альб-палеоценового окраинно-континентального вулканического пояса и Западно-Сахалинского преддугового бассейна, разделенными на юге погребенной Ребун-Монеронской островной дугой. Они входят в состав нижнего структурного этажа. В структурном отношении эти понятия мало пригодны и не объясняют соотношений осадочного чехла и фундамента.

В верхнем структурном этаже намечаются три яруса: среднеэоцен-нижнемиоценовый, нижне-среднемиоценовый и среднеплиоцен-четвертичный. Одна-

*Рецензия на книгу “Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива”, том 2 серии “Осадочные бассейны России”. Отв. редактор Г.Л.Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2004, 219 с.

ко на приведенных геологических разрезах основная структурная перестройка фиксируется внутри верхнего миоцена. Характеристика основных структурных элементов осадочных бассейнов Татарского пролива дана с большой глубиной и объективностью и не вызывает возражений. К сожалению, в работе отсутствует секвенстратиграфический анализ, который позволил бы детально расшифровать и уточнить поведение уровня моря в кайнозойский этап развития осадочных бассейнов.

В последующих двух главах рассмотрены седиментационные системы и палеогеография. Именно ими практически завершается геологическая проработка материалов по осадочным бассейнам Татарского пролива. Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов дана на умозрительной плейтктонической основе и не вытекает из проработки предыдущего геологического материала. Особенно это относится к мел-раннеэоценовому времени. Осадочные бассейны Татарского пролива связываются с процессами рифтогенеза. Однако никаких конкретных параметров последних в монографии не приведено. Нигде не установлены листрические сбросы, веерообразные слои и другие признаки рифтов. С наших позиций,

рассматриваемые осадочные бассейны являются типичными платформенными конседиментационными структурами, созданными первичными вертикальными тектоническими движениями. Только на крайнем юге на них накладывается северная периферия верхнечетвертичного глубоководного Япономорского бассейна, связанного с активным погружением.

Исключительно богатый материал по нефтегазности приведен в заключительной главе монографии. Он позволяет объективно оценить потенциальные возможности недр осадочных бассейнов Татарского пролива.

В виде пожеланий можно рекомендовать следующие книги об осадочных бассейнах Востока России снабдить временными сейсмическими разрезами, без которых восприятие многих положений субъективно. Целесообразно отделить осадочно-вулканогенные палеобассейны, из которых рождаются подвижные пояса, от осадочных бассейнов, не затронутых процессами коллизии и аккреции, и установить их генетическую природу.

Поступила в редакцию 20 декабря 2005 г.

Х Р О Н И К А

УДК 551.762

**МОРСКАЯ И НЕМОРСКАЯ ЮРА: ГЛОБАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЛАВНЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ**

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

В 2005 г. стартовал новый проект № 506 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук (USGS) “Морская и неморская юра: глобальная корреляция и главные геологические события”. Проект был предложен директором Наньчжинского института геологии и палеонтологии Китайской Академии наук, известным китайским палеонтологом проф. Jingeng Sha и одобрен ЮНЕСКО и USGS. Соруководителями проекта являются: проф. Nicol Morton (Франция), председатель Международной подкомиссии по юрской стратиграфии, проф. Paul E. Olsen (США), проф. Alberto G. Riccardi (Аргентина), проф. W.A.P. Wimbledon (Великобритания), доктор Grzegorz Pienkowski (Польша) и проф. Yongdong Wang (КНР). Предполагается участие представителей из 32 стран.

В рамках проекта планируется:

1) скоррелировать морскую и неморскую юру в глобальном масштабе, используя междисциплинарную интеграцию исследователей; 2) найти, определить и скоррелировать границы юрской системы в морских и неморских отложениях (Т/Ј и Ј/К), а также границы отделов и ярусов внутри юрской системы; 3) изучить главные геологические события в юре, их причины, стратиграфическое распространение.

В юрских отложениях сосредоточены значительные ресурсы угля, нефти и газа, что определяет практическую значимость проекта.

1–4 ноября 2005 г. в г. Наньчжине состоялся первый симпозиум по теме “События на юрских границах” (фото 1). В нем приняли участие более 100 ученых из 13 стран, из России прибыли 4 участника.



Фото 1. Президиум пленарного заседания симпозиума.

Открыл пленарное заседание председатель Международной подкомиссии по юрской стратиграфии (ISJS) проф. Николь Мортон (Франция), который подчеркнул разнообразие задач юрской стратиграфии и сложность их решения (фото 2).



Фото 2. Председатель Международной подкомиссии по юрской стратиграфии (ISJS) проф. Николь Мортон (Франция).

Директор Наньжинского института геологии и палеонтологии Китайской Академии наук, на базе которого проходило совещание, приветствовал участников совещания и пожелал им успешной работы. Далее с приветственными речами выступили зам. директора Бюро ресурсов и окружающей среды Китайской Академии наук Fan W., представитель департамента наук о Земле фонда естественных наук Китая Liu Yu и генеральный секретарь Китайского национального комитета Международной программы геологической корреляции (МПК) Dong Sh. Последний отметил большую активность китайских ученых в МПК, 3000 из них участвуют в 48 проектах.

Далее на пленарном заседании были заслушаны ключевые доклады ведущих исследователей. Прежде всего проф. J. Sha в докладе “Морская и неморская юра: краткое введение в проблемы проекта 506 МПК” осветил состояние изученности юрской системы, задачи проекта. Он перечислил главные глобальные геологические события, происшедшие в

юре; отметил, что юрские отложения содержат значительные топливно-энергетические ресурсы, многообразную морскую и неморскую биоту, мощные вулканические толщи со специфической флорой. Тем не менее, остается много проблем, требующих междисциплинарной интеграции.

Задачами проекта являются: 1) выявление эволюции морской и неморской биоты в юре, развитие Земли в этот период; 2) обеспечение международного сотрудничества геологов и палеонтологов, занимающихся изучением юрской системы; 3) получение новых результатов с использованием мультидисциплинарного подхода; 4) помощь общественности лучше понять “юрский мир”, включая юрских динозавров.

Доклад всемирно известного ученого из Бирмингемского ун-та Англии проф. A. Hallam (фото 3) “Палеобиология морских юрских двустворок” вызвал всеобщий интерес, поскольку затрагивал глобальные проблемы. Он осветил зависимость регионального эндемизма юрской фауны от уровня моря.

Nicol Morton в своем докладе “Хроностратиграфические подразделения юры и их границы: определение, распознавание, корреляция, причинные ме-

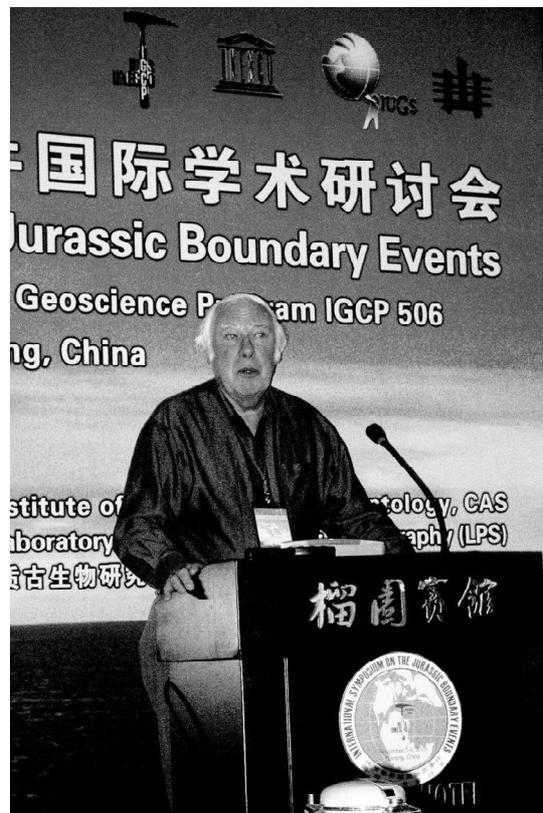


Фото 3. Профессор Бирмингемского университета Англии А.Халлам.

ханизмы” осветил исторические аспекты изучения юрской системы, проблемы иерархии хроностратиграфических подразделений, состояние изученности их границ, точность датирования. Подразделения юры основываются на аммонитовой биостратиграфии с привлечением хемо-, магнито- и секвенстратиграфии. В настоящее время ратифицированы только четыре яруса (синемюр, плинсбах, аален и байос). Выбраны разрезы для определения границ тоара, келловей и киммериджа. Наибольшие трудности существуют в определении нижней и верхней границы юрской системы (Т/Ј и Ј/К). Эта проблема все еще не находит решения.

Весьма многообразны подходы, причинные связи в проведении границ. Чаще всего это специфика фауны, преимущественно аммонитов, которая обусловлена, прежде всего, изменением уровня моря. Крайний случай – массовое вымирание, которое произошло на границе триаса и юры. Основание яруса определяется чаще по первому появлению новых видов, но довольно часто по появлению перерывов (например, геттанг, плинсбах, тоар). Границы располагаются в трансгрессивном интервале, но ниже поверхности максимального затопления. Нередко границы ярусов и систем связываются с важными тектоническими и вулканическими событиями (например, рифтогенез и вулканизм на границе триаса и юры, изменение фаций в основании средней и верхней юры).

Доклад Р. Olsen с соавторами “Перспективы астрономически калиброванной временной шкалы для перми” осветил новые пути в стратиграфии. Извест-

но, что морские магнитные аномалии океанической коры обеспечивают глобальную корреляцию до конца средней юры. Для более древних периодов предлагается использовать закономерности развития континентальной земной коры. Разрезы должны удовлетворять следующим требованиям: длительная седиментация ($\sim 10^7$ лет); хорошие палеомагнитные характеристики; независимый временной контроль, предпочтительно и радиометрический, и астрономический; биостратиграфические данные, пригодные для корреляции; изотопные данные.

Пример исследований таких разрезов дан для континентальных рифтов в северо-восточной части США (бассейн Ньюарк). Разрезы удовлетворяют всем вышеперечисленным условиям: 1) скорость седиментации очень высокая; 2) хорошо выражены магнитные аномалии; 3) хорошо развиты циклы Миланковича, отражающие колебания уровня воды в озере; 4) хорошо датированы лавовые потоки; 5) есть изотопная шкала. Основание бассейна Ньюарк сложно триасовой континентальной последовательностью тоже изученной предложенным методом. Она успешно коррелируется с морскими разрезами на уровне подъярусов. Для юрской части наиболее полный разрез описан в Хартфордском рифтовом бассейне (штаты Коннектикут и Массачусетс). Интервал ранней юры продолжительностью около 2.5 млн лет пригоден для исследований. Это преимущественно геттанг с нормальной полярностью, но присутствуют и зоны с обратной полярностью, соответствующие основанию синемюра. Для комбинированного разреза бас-



Фото 4. Лабораторный корпус Наньжинского института геологии и палеонтологии Китайской академии наук.

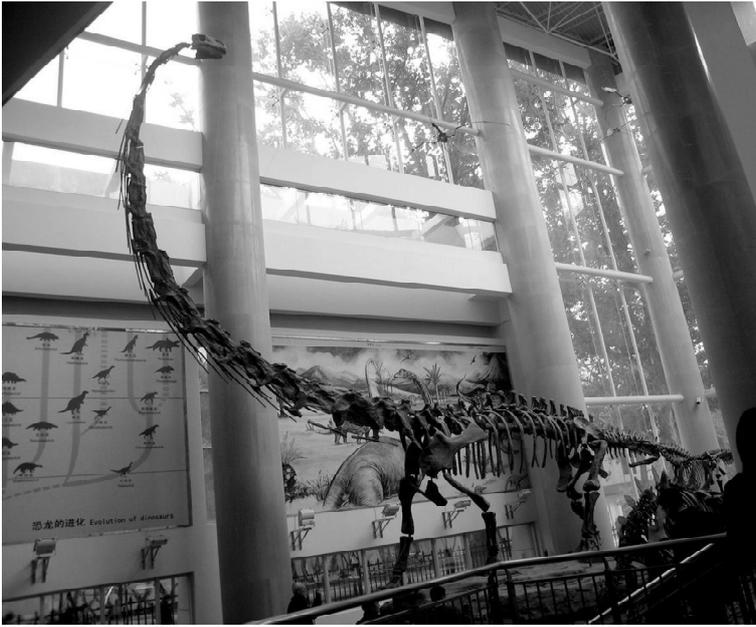


Фото 5. Экспонаты скелетов динозавров в музее Наньчжинского института геологии и палеонтологии.

сейнов Ньюарк и Хартфорд получена изотопная кривая с начальной и главной аномалией Хессельбо. Более молодые части юры во всем мире изучались по-другому. Авторы считают перспективными для изучения континентальные бассейны Китая, России, Австралии, Польши, Гренландии.

Цзи Цян, академик Китайской Академии наук из Пекина, посвятил свой доклад юрско-меловой границе в терригенных отложениях северного Китая, где возникает много проблем разного характера. Он привел много новых геохронологических данных, особенно для западной части провинции Ляонин, где получено 7 датировок от оксфорда до раннего апта. Уделил внимание и возрасту всемирно известной Джехольской биоты. Раньше она считалась позднеюрской, сейчас – меловой. Докладчик отмечал, что

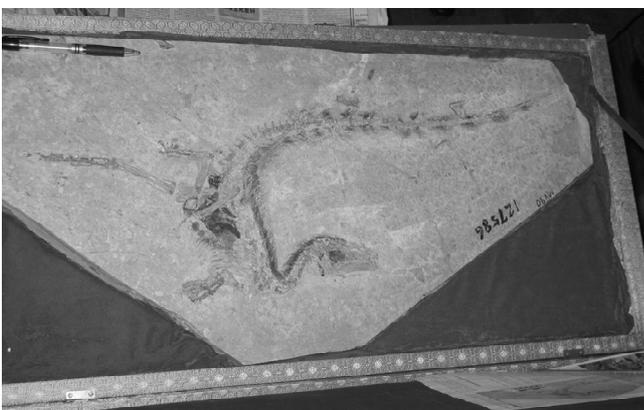


Фото 6. Уникальный отпечаток древнейшей юрской птицы.

определенные сложности в определении положения J/K границы вносит многообразие существующих шкал, где эта граница датируется по-разному.

Далее заседания проходили в рамках обычных научных сессий, на которых прозвучало еще 36 интересных докладов разнообразной тематики.

В конце второго дня заседаний состоялось посещение Наньчжинского института геологии и палеонтологии Китайской академии наук. Это один из старейших институтов Китая, основанный в 1951 г. проф. Ли Сыгуаном. Сейчас он прекрасно оснащен современным оборудованием (фото 4) и претендует на роль одного из мировых лидеров в палеонтологии и палеоботанике. При институте открыт новый палеонтологический музей, в котором демонстрируются уникальные коллекции растений, животных, в том числе динозавров (фото 5), древнейших птиц (фото 6).

3 ноября была организована полевая экскурсия. В окрестностях Наньчжина в горной местности были показаны обнажения, в которых видно, как на песчаниках триаса залегает мощный слой (более 40 м) юрских крупногалечных конгломератов (фото 7). Слои отличаются различными комплексами растений. Юрские песчаники выше по разрезу содержат пласты углей (фото 8).

Симпозиум закончился очень содержательной активной дискуссией, на которой обсуждались как глобальные проблемы юрской геологии, так и частные вопросы. Очень активны были гости из США, Англии, Франции, Польши, Японии. Они прокомментировали множество докладов, обратили внимание на ряд дискуссионных проблем, в частности, проблему многовариантности границ, проведенных по разным



Фото 7. Контакт триасовых песчаников и юрских конгломератов в окрестностях г. Наньчжина.

группам фауны. Мнение этих всемирно известных, авторитетных ученых было весьма полезным как для докладчиков, так и для всей аудитории.

На заседаниях лидеров проекта, где обсуждались планы исследований, заседаний, полевых экскурсий на 2006 и последующие годы, могли присутствовать все желающие и высказать свое мнение. Намечены пока предварительные планы, которые в дальнейшем будут уточняться. Следующий симпозиум намечено провести во время 17-го Седиментологического конгресса в г. Фукуока (Япония) 27 августа–1 сентября 2006 г.

Поступила в редакцию 5 декабря 2005 г.

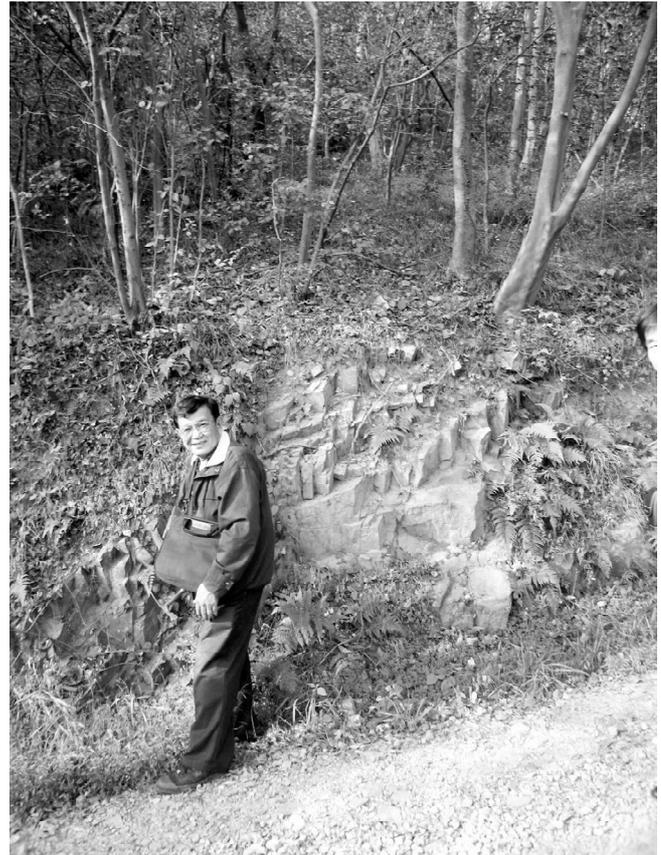


Фото 8. Юрские угленосные песчаники. На переднем плане – доктор А.Мизук из Геологической службы Таиланда.

Труды прошедшего симпозиума предполагается опубликовать в специальном выпуске журнала “Progress in Natural Science“ в 2006 г.

В целом, симпозиум прошел несомненно успешно. Ученые из 13 стран имели возможность послушать ключевые доклады выдающихся ученых, представить и обсудить результаты своей работы и наметить пути будущих исследований.

Участие в этом симпозиуме было весьма полезным как для повышения квалификации, знакомства с новыми методами исследований, новыми результатами, так и для выбора наиболее перспективного направления дальнейших исследований.

ЮБИЛЕИ

НИКОЛАЙ ЛЕОНТЬЕВИЧ ДОБРЕЦОВ

(к 70-летию со дня рождения)

15 января 2006 года исполнилось 70 лет со дня рождения выдающегося ученого, вице-президента Российской академии наук, председателя Сибирского отделения РАН, академика Николая Леонтьевича Добрецова.

Н.Л. Добрецов – крупнейший ученый в области геологии, минералогии, магматической и метаморфической петрологии, тектоники и глубинной геодинамики. Ему принадлежит выдающаяся роль в создании учения о метаморфических фациях и формациях; в разработке петрологических моделей офиолитовых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов земной коры; в успешном разворачивании фундаментальных исследований в области глубинной геодинамики и глобальных изменений природной среды и климата.

Н.Л. Добрецов родился 15 января 1936 г. в г. Ленинграде в семье ученых. Мать Николая Леонтьевича Юлия Николаевна – геолог, окончила Ленинградский горный институт. Отец – Леонтий Николаевич – был физиком-экспериментатором, учеником академика А.Ф. Иоффе, профессором и заведующим кафедрой электроники Ленинградского политехнического института. Николай Леонтьевич с медалью окончил среднюю школу в Ленинграде и поступил в Ленинградский горный институт на геолого-разведочный факультет, который окончил досрочно, за четыре года и с отличием. Трудовую деятельность Николай Леонтьевич начал в Алтайской геолого-съёмочной экспедиции сначала в должности геолога, а затем начальника партии в Иртышской группе партий.

С 1960 г. Н.Л. Добрецов по приглашению академика В.С. Соболева работает в Новосибирском Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Уже в 1963 г. он защищает кандидатскую диссертацию на тему “Жадеитовые породы в гипербазитах Западных Саян и других регионов”, а в 1970 г. – докторскую “Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис”. В соавторстве с В.С. Соболевым и его учениками Н.Л. Добрецов в 1976 г. был удостоен высшей награды страны – Ленинской премии за цикл работ о метаморфических фациях и формациях.

Исключительное значение для развития общей геологической теории и геотектоники имели монографические работы Н.Л. Добрецова “Введение в глобальную петрологию” (1980), “Глобальные петрологические процессы” (1981), “Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии” (1985) и др. Используя данные петрологии, экспериментального и численного моделирования, Николай Леонтьевич совместно со своими коллегами обосновал модель двухслойной конвекции в мантии с активным влиянием мантийных плюмов трех уровней. За цикл работ по глубинной геодинамике, среди которых особо выделяется монография “Глубинная геодинамика” (1994; 2-е издание 2001), Н.Л. Добрецову вместе с его коллегами была присуждена Государственная премия Российской Федерации (1997).



В последние годы Николай Леонтьевич включил в сферу своего внимания процессы, происходящие в атмосфере, гидросфере, биосфере и техносфере, являясь соруководителем крупных государственных и академических программ, таких как – “Глобальные изменения природной среды и климата”, “Происхождение и эволюция биосферы” и др. Н.Л. Добрецов – автор и соавтор более 600 научных работ, в том числе 39 монографий.

Активную научную деятельность Николай Леонтьевич всегда совмещает с огромной научно-организационной работой. В 1980 г. он был избран директором Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР, а в 1987 г. – председателем Президиума Бурятского научного центра. В конце 1988 г. он становится директором Института геологии и геофизики СО АН СССР, в 1990 г. – генеральным директором Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО АН и первым заместителем председателя СО АН. В 1997 г. Николай Леонтьевич избран председателем Сибирского отделения РАН и вице-президентом Российской академии наук. Н.Л. Добрецов достойно продолжил начатую академиком В.А. Коптюгом линию на адаптацию и развитие СО РАН в новых условиях. Под его руководством в Отделении с 1998 г. реализуется долговременная программа по совершенствованию и развитию научных исследований и территориальной сети научно-исследовательских институтов.

Внедрена конкурсная система по выполнению интеграционных (в том числе с академиями наук стран СНГ) проектов, действуют 15 центров коллективного пользования дорогостоящими научными приборами и оборудованием, ежегодно проводятся конкурсы экспедиционных исследований, поддержки полевых стационаров и обсерваторий, а также вивариев. В СО РАН реализуется активная молодежная политика, включающая конкурсы проектов для молодых ученых-лидеров, повышение стипендий аспирантам, кредитование для строительства и приобретения жилья и др.

С 2004 г. институты Сибирского отделения полностью перешли на программно-целевые методы планирования и реализации научных исследований. В СО РАН поддерживается инновационная деятельность, широко пропагандируется более 500 разработок институтов СО РАН, готовых для широкого использования, с участием СО РАН формируется IT-парк и особая технико-экономическая зона в Новосибирском Академгородке.

В период работы Н.Л. Добрецова председателем Отделения деятельность многих сотрудников СО РАН получила высокую оценку и признание. Государственные премии Российской Федерации присуждены 57 ведущим ученым отделения (21 работа), премия Правительства РФ – 47 лауреатам (17 работ).

Под руководством Н.Л. Добрецова осуществляется научная проработка важнейших проектов развития России и Сибири. В СО РАН подготовлено и направлено в Правительство более 15 аналитических докладов по важнейшим проблемам социально-экономического развития страны и Сибири, таких как энергетическая стратегия, концепция развития угольной промышленности, развитие транспортной структуры, состояние здоровья населения Сибири и др.

При активном участии Н.Л. Добрецова и институтов СО РАН разработана и утверждена Правительством РФ в 2002 г. “Стратегия экономического развития Сибири”. В настоящее время подготовлена ее обновленная редакция.

Более 30 лет Н.Л. Добрецов преподавал на кафедре минералогии и петрографии НГУ, сначала в качестве доцента, а затем профессора и заведующего кафедрой. Среди учеников Николая Леонтьевича – члены-корреспонденты РАН, множество докторов и кандидатов наук, которые уже сами руководят институтами, факультетами, лабораториями и кафедрами.

В должности председателя СО РАН Н.Л. Добрецов ищет новые прогрессивные методы интеграции науки и высшей школы, активно продвигает идею передачи Новосибирского государственного университета в состав СО РАН, организации филиалов НГУ и физматшколы в городах Сибири.

Уже более 20 лет Николай Леонтьевич работает главным редактором, затем заместителем главного редактора в редколлегии журнала “Геология и геофизика”. Он – член редколлегии журнала “Петрология”, главный редактор научно-популярного журнала “Наука из первых рук”, созданного по его инициативе в 2004 г. при Сибирском отделении РАН.

В знак признания научных заслуг Н.Л. Добрецов был награжден орденом Трудового Красного Знамени, многими медалями, избран в 1984 г. членом-корреспондентом, а в 1987 г. – действительным членом АН СССР; является лауреатом Ленинской, Государственной, общенациональной неправительственной Демидовской премий и премии им. А.Н. Косыгина Российского союза товаропроизводителей.

Н.Л. Добрецов избран членом Корейской, Монгольской, Киргизской академий наук, ряда отечественных и зарубежных научных обществ. Он был одним из инициаторов создания Ассоциации академий наук Азии и в 2000 г. избран ее первым вице-президентом, а в 2002–2004 г. – президентом.

Коллеги

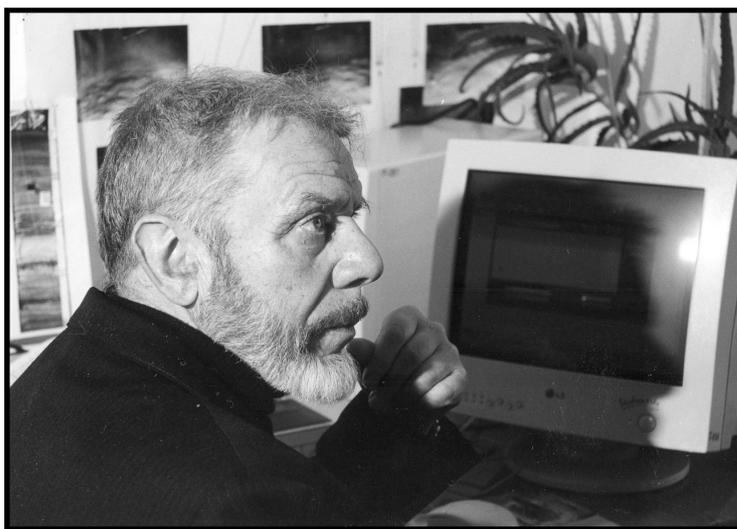
ПОТЕРИ НАУКИ

ФЕЛИКС РУЗИКОВИЧ ЛИХТ

(1933–2006)

8 февраля 2006 г. после тяжелой и непродолжительной болезни на 73 году жизни скончался Феликс Рузикович Лихт, заслуженный деятель науки Российской Федерации, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева.

Феликс Рузикович родился 19 августа 1933 г. в г. Кременчуге в семье военнослужащего. После окончания средней школы в 1951 г. поступил на геологический факультет Кишиневского государственного университета, который закончил в 1956 г. по специальности геолог-съемщик-поисковик. По своей просьбе он был направлен на Дальний Восток в Приморское геологическое управление Мингео РФ, в Южно-Приморскую съёмочную экспедицию, где за период



с 1956 по 1961 гг. исполнял последовательно должности младшего геолога, геолога партии, начальника партии и старшего районного геолога экспедиции. Занимался преимущественно геологической съёмкой и тематическими работами, проводимыми экспедицией в южной части Сихотэ-Алиня.

В 1961 г. Феликс Рузикович Лихт был переведен главным геологом в экспедицию IV района 4-го геологического управления Мингео СССР, где занимался вопросами методического руководства геологических и специальных съёмок. С 1962 г. он проводил исследования по тематическим работам к подготовке и созданию государственной геологической карты СССР Западного Сихотэ-Алиня. С его участием были установлены закономерности строения этого региона, что позволило ему обосновать научный прогноз возможности обнаружения в данном регионе месторождения вольфрама. Позднее на этом участке было открыто известное Лермонтовское месторождение, одно из самых богатых по содержанию вольфрама. За это открытие Министерством геологии СССР Лихту Ф.Р. были вручены диплом и нагрудный знак первооткрывателя месторождения.

С 1966 г. Ф.Р. Лихт полностью сосредоточился на научных исследованиях в Дальневосточном геологическом институте в должности младшего научного сотрудника, где в 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию по специальности “геология”, посвященную вопросам морфоструктурного анализа и палеогеоморфологических реконструкций.

С 1972 по 1975 гг. Ф.Р. Лихт работал в Дальневосточном институте минерального сырья МГ СССР (г. Хабаровск) старшим научным сотрудником, занимаясь подготовкой к изданию в качестве редактора и составителя фундаментальной сводки комплекта карт по оценке перспектив на твердые полезные ископаемые (россыпи золота, олова и других металлов) побережья и шельфа восточно-арктических и дальневосточных морей СССР.

С 1975 г. и до конца своей жизни Ф.Р. Лихт проработал в Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН им. В.И. Ильичева – вначале старшим научным сотрудником, а затем заведующим лабораторией. Ф.Р. Лихт, обладая большими научно-организационными способностями, в 1978 г. создал лабораторию литологии (ныне седиментологии), которую и возглавлял на протяжении более четверти века. В 1992 г. Феликс Рузикович успешно защитил докторскую диссертацию “Окраинно-морской седиментогенез в геологической истории Востока Азии”.

Феликс Рузикович Лихт – известный специалист в области седиментологии и морфоструктурного анализа. Им опубликовано более 170 работ, из них 6 монографий, в которых затрагивается широкий круг вопросов современного и древнего осадконакопления, тектоники и геологии морей Востока Азии и сопредельных областей суши. Основные разработки Ф.Р. Лихта были сосредоточены в области фундаментальных и прикладных проблем геологии и направ-

лены на воссоздание геологического прошлого восточной окраины Азии и обрамляющих ее морей и, в первую очередь, условий осадкообразования в древних бассейнах и формирования в них полезных ископаемых, связанных с осадочным процессом. Основные результаты этих исследований были представлены в трех персональных монографиях, посвященных методологии палеорекопструкций, сопоставлению факторов, контролирующих современное и древнее осадкообразование и оценивающих условия образования рудных концентраций в приконтинентальном осадочном процессе (Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии (1993); Сопоставление современного и древнего седиментогенеза с позиций метода актуализма (1993); Рудные концентрации в приконтинентальном осадочном процессе (2000)).

Лихт Ф.Р. являлся автором ряда новых теоретических разработок. Им установлено, что принципиальную закономерность распределения осадков на дне приконтинентальных бассейнов (т.е их фациально-формационное выражение) контролирует в первую очередь морфоструктура бассейна. Ему удалось показать, что морфоструктура отражает геодинамические тенденции развития бассейна. Это позволило воссоздать в целом геодинамическую эволюцию зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана по характеру формаций в геологических разрезах восточной окраины Азии.

В последние годы Феликс Рузикович большое внимание уделял вопросам, связанным с исследованием нефелодных отложений как индикаторов седиментологических, металлогенических и морфотектонических особенностей современных и древних приконтинентальных осадочных бассейнов. В реализации этих работ им были затронуты принципиальные вопросы условий концентраций тонкого золота в приконтинентальных морских отложениях, рассматриваемых в качестве седиментационной модели месторождений черносланцевого типа.

Помимо научной деятельности Ф.Р. Лихт уделял большое внимание подготовке кадров. В течение ряда лет он вел преподавательскую работу в качестве профессора института химии и прикладной экологии ДВГУ, факультета прикладной экологии и менеджмента. Для улучшения уровня подготовки студентов им был написан прекрасный учебник “Основы общей геологии”. Ф.Р. Лихт состоял членом дальневосточных специализированных советов по защите докторских и кандидатских диссертаций. Как высококлассный специалист Ф.Р. Лихт работал в течение года в исследовательском центре SICIMAR (г. Ла Пас, Мексика), куда он был приглашен по инициативе мексиканской стороны.

Государство и научная общественность неоднократно отмечали вклад Ф.Р. Лихта в отечественную науку. Он был удостоен званий “Заслуженный деятель науки РФ” и “Ветеран труда”, награжден медалью “300-летие Российского флота”, почетной грамотой Российской академии наук “В честь 275-летия Академии Наук”.

Чувство чести, справедливости, долга и ответственности за выполненную работу для него были не абстрактными понятиями, а своеобразным жизненным кредо, которое он пронес через всю свою жизнь.

Друзья, коллеги и ученики Феликса Рузиковича глубоко скорбят по поводу кончины замечательного человека, выдающегося геолога-поисковика, ученого, талантливого педагога и организатора науки и выражают соболезнование его родным и близким.

Редколлегия, коллектив Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева.