

**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, позднекампа-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 продольные 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 планиции 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 марганцевооксидных 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-

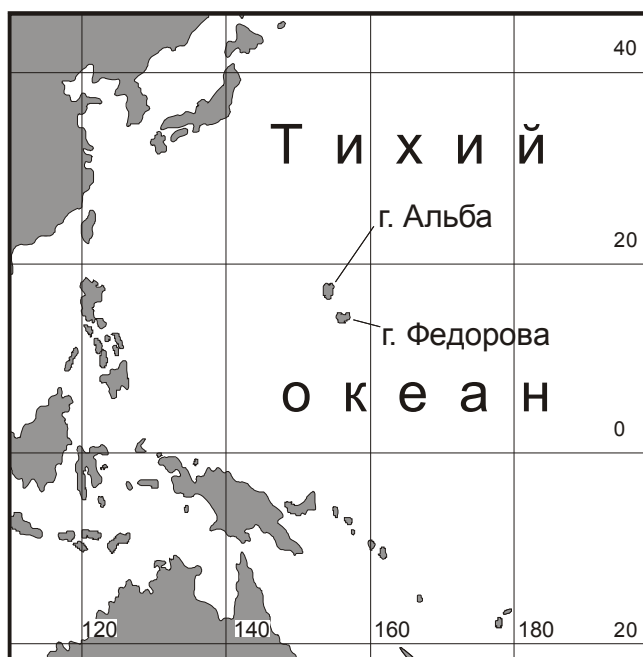


Рис. 1. Положение гайота Федорова в Тихом океане.

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

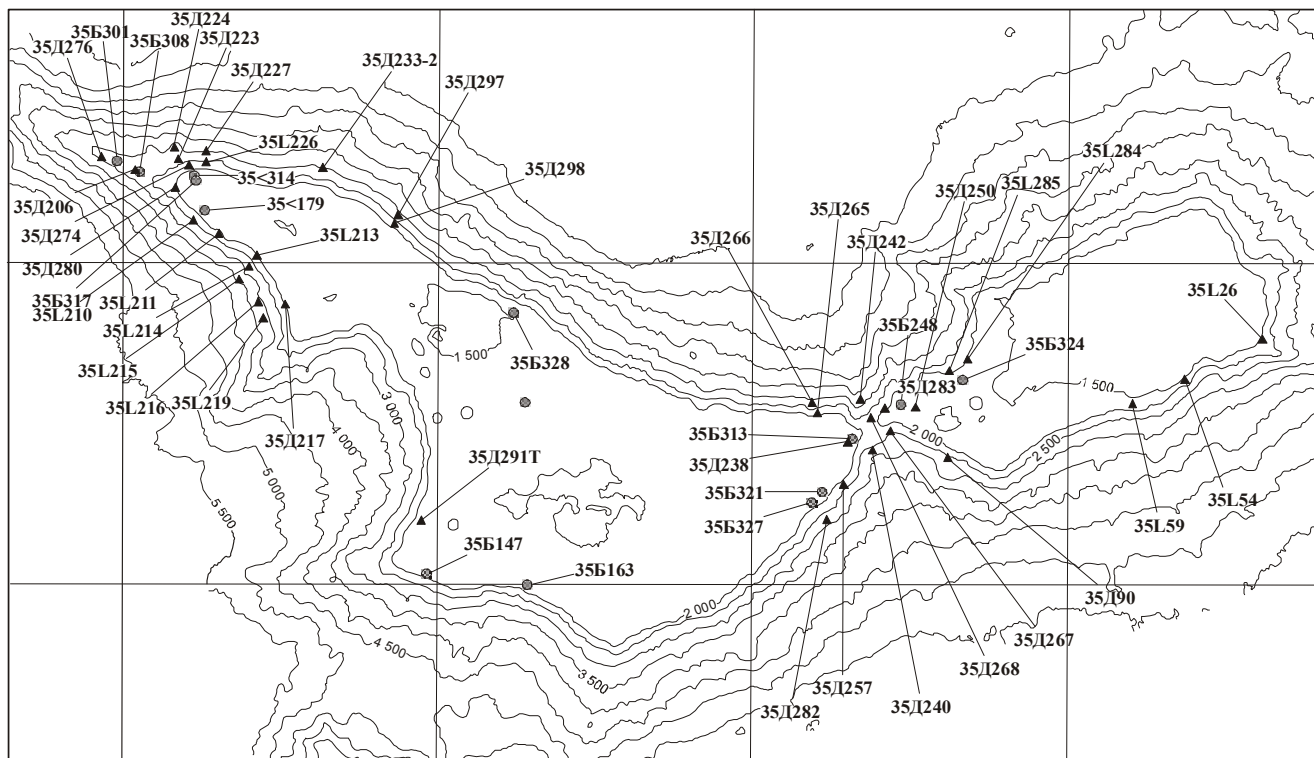


Рис. 2. Рельеф и местонахождение изученных станций на гайоте Федорова.

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

по всему 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: раннемелового, 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 ($K_{1a} - K_{2t}$)

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, малякофауной, 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 *Placosmilia*, *Montlivaltia* (ст. А) и отдельных видов *Amphiasirea yabei* Eguchi, *Mesomorpha chaetetoidea* Trauth в сочетании с двустворчатými 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 диагенеза 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 батинальными бентосными фораминиферами родов *Gavelinella*, *Osangularia* (обр.35Д258-А), отмечены мелководные формы *Astacolus*, *Lenticulina*; редкие обломки кораллов (*Placosmilia* 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 интервале 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 (K₂a-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 (K₂st-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 шламовые. Цельнораковинные известняки состоят преимущественно из целых скелетов бентосных организмов – крупных фораминифер, гастропод и двустворок. Органогенно-обломочные известняки отмечены на ст. 35Б321, 35Д214, 35Д217-2, 35Д226, 35Д227-1, 35Д258, 35Д299-1 и др. К сервии лагун, 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 окатанные 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, *Parasmilia elliptica* (Edwards et Haim) (кампан–маастрихт) и таксоны с большим возрастным диапазоном – *Isastrea* sp., *Synhelia sharpeana* (Edwards et Haime) *Actinastrea* 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 разностями: 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 глу-

бин 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 triloculinoides* (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 iversus* 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 *Morosovella 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 bullbrookii* (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 палеоцено–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 фо-

раминиферами 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. eocaena* 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. secclifer* (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* Orbnigny, *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 гайоту 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 –Ps)

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

Система				Мощность, м	Характеристика пород
Четвертичная		Неогеновая			
Плиоцен		Миоцен		130-150	Осадки карбонатные, глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, глины слабокарбонатные
Плейстоцен		Верхний			
Ярус, подраздел		N ₂ -Q		~ 250	Планктоногенные фосфатизированные кокколит-фораминиферовые известняки, тонкое переслаивание кокколит-фораминиферовых известняков с туффитами
Индекс		N ₁			
Палеогеновая		Эоцен		100-150	P ₁ ² -P ₂ – известняки рифогенные и фосфатизированные, писчий мел, эдафогенные брекчии с карбонатным кокколит-фораминиферовым цементом P ₂ ^{1,2} – туфы, туффиты
Палеооцен		Верхний			
Меловая		Верхний		70-100	K _{2st} -m – известняки рифогенные и кокколит-фораминиферовые интенсивно фосфатизированные, фосфатизированные эдафогенные брекчии K ₂ m – туфы, туффиты
Верхний		Турон			
Нижний		Сеноман		200-300	K _{1a} -K _{2t} – известняки рифогенные (биогермные, ораногенно-детритовые, ракушняковые, оолитовые) и кокколит-фораминиферовые K _{1a} -al – вулканические турбидиты: вулканические брекчии, песчаники и алевролиты K _{1al} -K _{2s} – аргиллиты, песчаники, гравелиты K _{2s} – туфы, туффиты
Альб		Апт			
АпТ		K ₁		>3000	Эффузивы гавайской серии. Туфы и туффиты

Рис. 3. Литостратиграфический разрез гайота Федорова.

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. Батулин. 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 позднемиоценовых 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 “Yuzhmoregeologiya” 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.