

Л.Э. ЛЕВИН

## НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В стратиформной оболочке Земли доля плиоцен-плейстоценовых отложений относительно невелика и не превышает первых процентов от ее суммарного объема. Это утверждение вполне очевидно, поскольку на более широкий по стратиграфическому диапазону олигоцен-плейстоценовый комплекс приходится лишь 16,2% общего объема чехла континентов и океанов. Самые существенные части указанного объема содержатся в системах периокеанических прогибов (4,2%), во внутриокеанических седиментационных бассейнах (5%), в котловинах краевых морей (3,3%), во внутренних и внешних впадинах островных дуг (1,5%), а остальные (2,2%) распространены относительно поровну между рифтами континентов (0,1%), платформами (0,7%), передовыми прогибами (0,3%), миогеосинклиналями (0,9%) и межгорными впадинами (0,2%). Таким образом, дальнейшее изучение рассматриваемых отложений имеет первостепенное значение, прежде всего для решения важной проблемы — познания геологии океанов и морей.

В плане установленной и потенциальной минерагении, имея в виду широкий спектр рудных и нерудных полезных ископаемых, высокая значимость плиоцен-плейстоценовых отложений давно уже не вызывает сомнений и, более того, постоянно увеличивается. Это определяется связью с ними как россыпей рудных и драгоценных металлов, так и промышленных залежей углеводородов. Последние особо многочисленны в Южном Каспии, на северном шельфе Мексиканского залива в пределах так называемого Галф-Коста, на западном шельфе Адриатического моря, прежде всего на морском продолжении Паданской впадины. Этим же отложениям принадлежат уникальные по запасам поля железомарганцевых конкреций на дне Тихого и отдельных районов других океанов, а также крупнейшие скопления металлоносных илов, выявленные в рифтах Красного и Новогвинейского морей, Восточно-Тихоокеанском и Аравийско-Индийском хребтах. Металлоносные илы представляют собой одну из разновидностей современного процесса вулканогенно-осадочного рудогенеза, роль которого в общей эволюции стратиформной оболочки Земли впервые рассмотрена в работах Г.С. Дзюцендзе (1968, 1972).

Принципиально важные результаты, касающиеся общей значимости плиоцен-плейстоценовых отложений, были достигнуты глубоководным бурением в океанах и поисковым бурением на шельфах. В океанах были вскрыты погребенные горизонты железомарганцевых конкреций, залегающие в рассматриваемом комплексе на глубинах до 150 м от поверхности морского дна. Такие горизонты, а порой слои, обогащенные рассеянным марганцем с содержанием до 16–40%, известны ныне и в осадках более древнего возраста. Это подтверждает современные представления о бурной вспышке марганценакопления, начавшейся в истории Земли с олигоцена (А.Л. Яншин, В.П. Рахманов).

Поисковым бурением на севере Калифорнийского залива, в дельте р. Колорадо, обнаружена газовая залежь, приуроченная к отложениям плейстоценового возраста мощностью до 4,5 км. Данные о залегании плейстоцена на более древних породах отсутствуют, но в связи с возникновением Калифорнийского залива лишь в плиоцене существенная роль доплиоценовых пород в разрезе вызывает сомнение и, скорее всего, ничтожна. Отсюда следует, что образование залежей метанового газа за счет миграции

из подстилающих слоев, по-видимому, маловероятно. Оно было исключительно быстрым, порядка 1 млн. лет, происходило в условиях лавинной седиментации и вполне может рассматриваться в качестве современной модели формирования промышленных скоплений. При этом для последующего обсуждения остаются два дискуссионных вопроса: происходила ли интенсивная генерация метана из рассеянного в осадках органического вещества вследствие крайне повышенного теплового потока и сейсмичности, присущих этому району, или поступления метана шли из верхней мантии, как составляющей общей ее дегазации. Наличие дегазации в наиболее проницаемых рифтовых зонах внутриокеанических хребтов и некоторых других тектонических элементов с выделением водорода, азота, углекислоты и метана является установленным фактом. Сейсмотектонические процессы, как это было показано А.А. Трофимуком с сотрудниками, ускоряют не только генерирование углеводородов, но также их миграцию и аккумуляцию: диффузия ускоряется в 40–50 раз, проницаемость пород для жидкостей и газов возрастает почти в 70 раз. Пример плейстоценового осадочного бассейна на севере Калифорнийского залива, находящегося в зоне крайне повышенного выделения энергии сейсмических волн, возможно, является подтверждением отмеченных новых представлений в геологии нефти и газа.

Эти самые общие сведения о минерации плиоцен-плейстоценовых отложений вызывают необходимость рассмотреть хотя бы в краткой форме глобальные особенности их распространения и распределения мощности, что имеет существенное теоретическое и практическое значение. Они будут полезны при дальнейшем изучении новейших и современных тектонических движений; при выявлении распределения потенциальной нефтегазоносности между крупными комплексами чехла дна океанов и морей; при выявлении тектонических особенностей формирования и размещения погребенных скоплений марганца и железо-марганцевых конкреций в глубоководных котловинах океанов.

Распространение рассматриваемых отложений весьма неповсеместное. На континентах, если не учитывать крайне маломощного современного пролювия и делювия, плиоцен-плейстоценовые отложения занимают около 30% общей площади суши. В морях и океанах они распространены на 90% площади. Остальные 10% отвечают некоторым районам шельфа, как правило приближенным к береговой линии, а также осевым зонам внутриокеанических хребтов. В последнем случае осадки плиоцен-плейстоцена выполняют преимущественно отдельные, разобщенные грабены, осложняющие строение этой зоны.

Наибольшей площадью распространения плиоцен-плейстоценовых отложений выделяется Евразия, где она составляет 20 млн. км<sup>2</sup>, в том числе на платформах 18,6 млн. км<sup>2</sup> и в орогенных впадинах 1,4 млн. км<sup>2</sup>; наименьшей — Австралия совместно с Новой Гвинеей и Новой Зеландией, где площадь их распространения 1,5 млн. км<sup>2</sup>, и отвечает она главным образом платформенной области. Для Северной и Южной Америки и Африки значения площади образуют как бы нарастающий ряд — 5,5; 9,0; 11,0 млн. км<sup>2</sup>, с приуроченностью преимущественно также к платформам. В целом площадь распространения плиоцен-плейстоценовых отложений на континентах около 47 млн. км<sup>2</sup> против 328 млн. км<sup>2</sup> в Мировом океане.

Для системы морей и океанов большой интерес представляет позиция районов отсутствия отложений плиоцен-плейстоцена, поскольку она свидетельствует об изменении знака движения и о крайней молодости не только современной береговой линии, но и некоторых тектонических элементов, осложняющих строение глубоководных котловин. В пределах шельфа такие районы выявлены на востоке Северной Америки, западе и юге Африки, вдоль Скандинавского полуострова и на части площади Северного моря, на большей части периметра Австралии и Тасмании, на Новозеландском краевом плато, северо-западе Андаманского моря и юго-западе Южно-Китайского, почти на всей площади Желтого моря (исключение — рифт Бохайвань) и севере Восточно-Китайского, на юго-западе Японского моря и севере Охотского, в центральной части шельфа Берингова моря, на северо-востоке Карибского моря и западе Баренцева.

Применительно к глубоководным котловинам, кроме осевой зоны внутриокеанических хребтов, районы отсутствия плиоцен-плейстоценовых отложений известны: в Атлантическом океане — на севере Бразильской котловины, на Китовом и серии безымянных поперечных хребтов к юго-западу от мыса Доброй Надежды; в Индийском океане — на поднятиях Сейшельских островов, островах Кергелен и Брокен, на вулканогенных хребтах в центре Кокосовой и Западно-Австралийской котловин; на востоке Кораллового моря, где они отвечают горстовидным блокам на бортах молодого рифта Ренелл. Все эти районы приурочены к блокам либо молодых раздвиговых дислокаций, либо заключительной фазы плиоценовой, повторной тектоно-магматической переработки океанической коры. Следует предполагать, что с увеличением изученности океанов будут выявлены и другие подобные районы.

Основные глобальные особенности распространения отложений плиоцен-плейстоценового возраста обнаруживают четыре важных, в разной степени известных обстоятельства: сложное сочетание рельефообразующих движений в осевой зоне внутриокеанических хребтов; повторную эндогенную активность в области океанических плит, что противоречит повсеместной правоммерности схемы (Д. Слейтер — О.Г. Сорохтин) ее прогрессивного опускания по мере охлаждения с удвением возраста; прерывистость нисходящих движений блоков в переходных зонах от континентов к океанам; устойчивое воздымание континентов на современной стадии океанообразования.

Распределение мощности рассматриваемых отложений также подчеркивает упомянутое различие преобладающего знака движений континентальных, морских и океанических пространств. На континентах в пределах седиментационных бассейнов, унаследованных от олигоценовой эпохи, мощность порядка 0,1 км. Она увеличивается до больших значений в двух случаях: в погребенных долинах древних речных систем, как, например, плиоценовый палео-Волги, известной вместе с притоками на большом пространстве от Куйбышевско-Саратовского Заволжья до западного и восточного обрамлений Среднего Каспия, и в краевых и межгорных прогибах альпийских горных сооружений. В частности, мощность плиоцен-плейстоценовых отложений на юго-западе Скифской плиты около 1 км, до 2 км в Азово-Кубанском прогибе и 4–5 км в Терско-Каспийском прогибе. Экстремального значения, не известного нигде в мире, порядка 12–14 км, мощность данных отложений установлена в Южно-Каспийской впадине. Столь большая мощность при почти полной компенсации нисходящих движений осадконакоплением обусловлена интенсивным выносом обломочного материала упомянутой палео-Волгой, дельта которой находилась, по-видимому, вблизи Апшеронского порога.

Отметим и обратную тенденцию распределения мощности осадков в орогенных впадинах, отчетливо свидетельствующую о прерывистости вертикальных движений. Это особенно заметно на примере Восточно-Азиатской области эпиплатформенного орогенеза, т.е. главным образом на Китайско-Корейской платформе. Здесь рассматриваемые отложения в центральных частях впадин (Сунляо) порой отсутствуют, либо залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на континентальных орогенных формациях мезозойского возраста. Мощность их невелика, около 0,2–0,5 км, с нарастанием к окраинам впадин до 1 км. Весьма похожа обстановка в Паноннской впадине, где отложения плиоцен-плейстоцена на части площади отсутствуют, а там, где они развиты, их мощность достигает 0,5–2,5 км, причем они выполняют кулисносочлененные грабены, ориентированные согласно с протиранием динарид, но преимущественно дискордантно к Карпатам.

Прерывистость горизонтальных движений устанавливается по распространению разновозрастных толщ олистостром на периферии альпийской складчатой области Евразии. Здесь, по данным И.Г. Щерба (1983), имеют место две новейшие фазы образования толщ олистостром: конец позднего миоцена — ранний плиоцен (6–4 млн. лет) и граница плиоцен-плейстоцена (2–1,5 млн. лет). Олистостромы содержатся преимущественно в толще верхней молассы, а распространение самой молодой из них существенно локализовано по сравнению с более древними (эоцен-олигоценовой, миоценовой и т.д.).

В глобальном аспекте особенности новейших тектонических движений намечаются и по противоположной тенденции распределения мощности осадков на платформах Гондваны и Лавразии. В первом случае мощность нарастает в сторону Индийского и Атлантического океанов, причем наиболее высокие значения, порядка 0,5–1 км, имеют место вдоль долин крупных рек, приуроченных, в свою очередь, к поперечным рифтовым грабенам, которые осложняют строение платформ. На платформах Лавразии достаточно заметное распространение плиоцен-плейстоценовых отложений обнаруживается только на Западно-Сибирской и, в меньшей степени, на Восточно-Сибирской платформах. Мощность отложений здесь от 0,1 до 0,5 км, но в сторону шельфа арктических морей она не увеличивается, а, напротив, сокращается. Подобный парадокс слабого стока крупнейших рек Сибири – Оби, Енисея, Лены может быть кажущимся, обусловленным недостаточной изученностью шельфа и континентального склона. С другой стороны, он может быть отражением более позднего в сравнении с Индийским и Атлантическим раскрытия Северного Ледовитого океана, происходившего, как известно, только с начала кайнозоя. Это могло быть следствием изменения направления течения рек Сибири с южного на северное в условиях уже крайне сnivelированного рельефа и отсюда с низкой интенсивностью стока. Возникшая крайне дискуссионная дилемма остается открытой для последующего изучения и обсуждения.

В системе Мирового океана распределение мощности отложений не менее различно, чем на континентах. По его особенностям здесь устанавливается пять областей: внутренних частей океанов, охватывающая внутриокеанические хребты и глубоководные котловины; пассивных океанических окраин, соответствующая периокеаническим прогибам; морского обрамления островных дуг и горных сооружений по периферии ложа Тихого, а также отдельных районов Индийского и Атлантического океанов; внутренних морей на западном обрамлении ложа Тихого океана, а также Карибского и отдельных морей Средиземноморского пояса Евразии; окраинных морей запада Средиземноморского пояса совместно с Мексиканским заливом.

Применительно к внутренней области океанов в распределении мощности осадков обнаруживаются черты сходства и различия. Сходство определяется заключительной фазой интенсивного разрастания океанической коры, которая началась после средне-позднемиоценового снижения скорости спрединга в плиоцен-плейстоценовое время и сопровождалась преобладающим накоплением кремнистых осадков. Последнее вызвано вспышкой вулканической активности, обеспечившей повышенное поступление в морскую среду кремнезема. Темп седиментации был низким, и диапазон изменения мощности почти повсеместно не превышает первых десятков метров при ее значениях в глубоководных котловинах от 0,05 до 0,15 км.

Различие вызвано влиянием на распределение мощности осадков в Тихом океане выделенной А.П. Лисицыным субширотной климатической зоны, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах обнаруживаются некоторые элементы зависимости от горизонтальных перемещений блоков океанической коры по трансформным разломам. Последнее является унаследованным от более крупных смещений еще в позднеюрское время. На глыбовых и вулканогенных хребтах отложения плиоцен-плейстоцена, как правило, отсутствуют либо их мощность равна первым метрам. Однако в случае возникновения благоприятной для рифообразования обстановки мощность отложений резко увеличивается. Так, на Маскаренском хребте она не менее 0,4 км.

Пояса периокеанических прогибов, являющиеся характерным элементом строения пассивных океанических окраин, имеют разные тенденции распределения мощности плиоцен-плейстоцена. Одна тенденция присуща подавляющему большинству из них, ориентированных согласно с континентальным склоном. Она определяется наличием двух наложенных депоцентров седиментации, отделенных друг от друга поднятием доплиоценовых слоев, одного на шельфе, приуроченного к бровке континентального склона, и второго в подножии континентального склона. В шельфовом, мелководном депоцентре мощность может достигать 0,5–1 км, а в глубоководном – максимум 0,2–0,4 км. Последнее с достоверностью установлено глубоководным бурением.

Другая тенденция характеризует значительно меньшее число периокеанических прогибов, сформировавшихся вкостр простираания континентального склона. Другими словами, этот склон является современным образованием, наложенным на структуру прогиба. Как правило, с подобными прогибами связаны конусы выноса крупных рек с соответствующим возрастанием, как это было отмечено выше, мощности плиоцен-плейстоценовых отложений от континента к океану. Особенности строения конусов выноса могут быть намерены на примерах Бенгальского в Индийском и Нигерийского в Атлантическом океане.

Образование Бенгальского конуса выноса по времени было синхронно двум этапам орогенеза Гималаев — среднемиоценового и позднелиоцен-плейстоценового. Оно явилось следствием длительности крупнейших рек п-ова Индостан — Ганга и Бамапутры. В районе континентального склона на долю дельтового комплекса приходится свыше 5 км из суммарной мощности чехла 16—18 км, а слагают его позднелиоцен-плиоценовая и плейстоценовая толщи. Эти толщи залегают с элементами прислонения не только между собой, но и на подстилающих породах. Они устанавливаются на расстоянии до 2500 км от береговой линии. Индивидуальное распределение мощности каждой толщи оказывается несколько различным. Для нижней толщи зона максимальной мощности свыше 3 км смещена к востоку и приближена к Андоманско-Зондской островной дуге, а для верхней, напротив, к западу и находится в центре Бенгальской котловины. По обе стороны от осевой зоны плейстоценового конуса выноса его мощность снижается до 1 км. При этом различия в характере изменения мощности верхней и нижней толщ отражают элементы новейшей перестройки структурного плана осадочного чехла котловины (Сугау, Мооге, 1971).

Формирование дельтового комплекса р. Нигер в Гвинейском заливе началось значительно раньше Бенгальского конуса выноса — вслед за раскрытием Южной Атлантики в апт-альбе, сопровождавшимся возникновением поперечного рифтового трога Бенуэ. В эволюции дельты Нигера различают три этапа: сантон-палеоценовый, эоцен-среднемиоценовый и позднелиоцен-плейстоценовый. Основным является промежуточный этап, на долю осадков которого приходится более 10 км из суммарной мощности разреза 12 км. События этого этапа отражают формации Аката и Акбада, которые образуют проградационные конусы выноса, прослеженные на глубинах моря 2,5 и 3 км. Проградационное развитие дельты продолжалось в позднелиоцен-плейстоценовое время, но интенсивность выноса существенно снизилась и мощность осадков формации Бенин в отдельных впадинах шельфа не превышает 2 км, а в верхней части континентального склона они порой отсутствуют. Кроме того, на уровне подошвы формации Бенин затухают многочисленные разрывные нарушения, осложняющие строение дельтового комплекса (Egbogah et al., 1980; Weber, Daunogu, 1975).

Область островных и горных дуг на обрамлении ложа Тихого, а также отдельных районов Индийского и Атлантического океанов характеризуется в поперечном сечении существенной изменчивостью плиоцен-плейстоценового комплекса. Непосредственно на островах и в горных сооружениях он представлен преимущественно мощными грубыми толщами продуктов новейшего и современного вулканизма, которые, однако, не распространяются далее береговой линии. В междугловых и фронтально дуговых впадинах комплекс слагают слабоуплотненные вулканогенно-осадочные отложения небольшой суммарной мощности, от 0,5 до 1,5 км.

Область внутренних морей по распределению мощности плиоцен-плейстоценовых отложений достаточно своеобразна, хотя и обладает некоторым сходством с периокеаническими бассейнами пассивных океанических окраин. Сходство заключается в таких признаках: в отсутствии этих отложений или крайне низкой их мощности на части шельфов; в одновременном наличии на шельфе относительно изолированных впадин, где мощность плиоцен-плейстоцена повышена; в некотором возрастании мощности вблизи подножия континентального склона. Различие определяется сохранением порой относительно повышенных значений мощности на всей площади глубоководных котловин.

Эти особенности вполне очевидны на примере дальневосточных морей — Берингова,

Охотского и северной части Японского. Здесь, по данным А.В. Журавлева, распространение и распределение мощности плиоцен-плейстоценовых отложений оказываются не однозначными даже для отдельных морей. Берингово море наряду с отсутствием отложений на отдельных участках шельфа и почти по всей протяженности бровки континентального склона характеризуется низкой, 0,1–0,5 км, мощностью осадков на шельфе. Только в двух крайне небольших по площади впадинах их мощность превышает 1 км. Примерно аналогичная ситуация намечается в Алеутской котловине, где в некоторых впадинах плиоцен-плейстоценовые отложения отсутствуют, а в остальных их мощность чуть более 0,5 км.

В Охотском море к центральной части шельфа приурочен ареал с пониженной до менее 0,5 км мощностью осадков плиоцен-плейстоценового возраста с отсутствием таковых на отдельных участках. Этот ареал полукольцом обрамляют впадины с повышенной до 1–2 км мощностью (впадина ТИНРО вблизи Западной Камчатки, Магаданская, Северо-Охотская и, наконец, впадина Дерюгина у восточного побережья Сахалина). Северо-Охотская впадина своими южными ветвями находит продолжение в Амурском заливе и далее к югу узкой перемычкой отделяется от системы впадин, принадлежащей уже к Татарскому проливу. Подобно Берингову морю, почти на всем протяжении бровки континентального склона Курильской котловины рассматриваемые отложения отсутствуют. В котловине их мощность порядка 0,5 км, с возрастанием до 1 км в серии изолированных впадин, приближенных к подножию континентального склона.

Внутренние моря Средиземноморья обнаруживают черты сходства в мощности осадков с Дальневосточным регионом, что устанавливается по данным глубоководного бурения. Так, например, мощность плейстоцена в Балеарской котловине 0,1–0,15 км, до 0,2 км в Тирренском море и 0,4 км в Альборанской котловине. Современный структурный план плиоцен-плейстоцена осложняют многочисленные соляные диапиры, особенно широко развитие в Алжиро-Прованской котловине, погребенные вулканические тела, а также разрывные и складчатые деформации. Горизонтальное залегание слоев показательно лишь для отложений плейстоцена в котловинах, но отмечается далеко не на всем их протяжении.

Область окраинных морей подвижных поясов включает такие акватории, как Восточное Средиземноморье совместно с Адриатическим морем, Черное и Каспийское моря, Мексиканский залив, отчасти Коралловое море. Она не имеет полного аналога среди других областей Мирового океана, поскольку отличается экстремальной мощностью отложений плиоцен-плейстоцена в глубоководных котловинах. Применительно к Южному Каспию об этом уже было упомянуто. В Черноморской котловине мощность отложений порядка 3 км, в Восточном Средиземноморье на долю только плейстоцена приходится более 0,55 км, а совместно с плиоценом до 2 км и более. На юго-западе Адриатического моря в цепочке краевых прогибов перед фронтом Апеннин (Поданском, Адриатическом, Бранданском) мощность отложений свыше 4 км. Столь высокие мощности уместно связать с тремя обстоятельствами: с ведущей ролью нисходящих движений на неотектоническом этапе; с интенсивным выносом обломочного материала реками; с относительной замкнутостью морских впадин, препятствовавшей дальнейшему разному взвеси.

Примером особенности седиментации неоген-плейстоценовых осадков в окраинных морях является север Мексиканского залива, где установлена начавшаяся еще в миоцене проградационная миграция палеодельты Миссисипи. Эта миграция, происходившая субпараллельно береговой линии, нашла отражение в смене фациального состава терригенных отложений миоцена, плиоцена и плейстоцена (Woodbury et al., 1973). Здесь выделяются три широтные зоны, которые различаются по количеству и размерам локальных поднятий, интенсивности галокинеза и тектонических движений и в конечном итоге по стратиграфическому диапазону промышленной нефтегазоносности.

Северная зона со средней мощностью миоцен-плейстоценовой толщи 3 км характеризуется горизонтальным залеганием слоев, наличием одиночных соляных диапиров и

многочисленных разломов. Продуктивные горизонты приурочены к отложениям неогенового возраста. В центральной зоне толща неогена мощностью до 4,24 км смята в складки и рассечена нарушениями, а ее структура осложнена большим количеством соляных куполов. Промышленная нефтегазоносность связана с более молодыми, плиоцен-плейстоценовыми слоями. В южной зоне мощность только плейстоценовой толщи достигает 3,3 км, и она имеет промышленную нефтегазоносность. В глубоководной части Мексиканского залива — котловине Сигсби мощность плиоцен-плейстоцена сокращается до 0,6 км, а на поднятии Кампече — до 0,2 км. Столь резкое сокращение мощности за фронтом современной дельты Миссисипи вызывает естественную аналогию со строением конусов выноса на пассивных океанических окраинах, прежде всего осложненных поперечными перикокеаническими прогибами.

Различие между пассивными окраинами океанов и окраинными и внутренними морями определяется соотношением между временем начала формирования конусов выноса и мощностью осадков плиоцен-плейстоценового возраста. На пассивных окраинах большая мощность этих отложений присуща молодым, позднемиоцен-плейстоценовым дельтам. В окраинных и внутренних морях, напротив, она имеет место относительно раннем, позднемезойско-раннекайнозойском времени начальной стадии раздвиговых дислокаций на месте современных глубоководных котловин с возникновением дельт в конце олигоцена или начале миоцена. Другими словами, высокая скорость накопления осадков плиоцен-плейстоценового возраста вызвана изменением знака движений от горизонтальных к вертикальным и синхронна этапу наиболее высокоамплитудных опусканий.

Таким образом, все крупнейшие депоцентры седиментации плиоцен-плейстоценового времени представляют собой конусы выноса крупных рек в переходной зоне от континента к океану от платформенных областей к котловинам краевых морей, что следует признать характернейшей чертой общей эволюции стратиформной оболочки Земли. Одновременно эти же депоцентры являются районами промышленной нефтегазоносности рассматриваемых отложений, что применительно к плиоцену установлено на тихоокеанском шельфе Южной и Северной Америки (Гуякиль, Калифорния, залив Кука), восточном и западном шельфах о-ва Калимантан в Юго-Восточной Азии, северном шельфе Мексиканского залива, адриатическом шельфе Италии, в Южном Каспии, а к плейстоцену — на севере Калифорнийского залива, северном шельфе Мексиканского залива и опять-таки в Южном Каспии. Отдельные залежи нефти и газа известны также в вулканогенно-осадочных и вулканогенных образованиях плиоценового возраста на Восточном Сахалине и на западном шельфе Японии, однако роль их в общем балансе нефтегазоносности пока ничтожна. Кроме того, следует упомянуть промышленную нефтегазоносность плиоцена на континентах — в Предкавказье, Паноннской впадине и в некоторых других районах.

В пределах ложа океанов относительно маломощные, слабоуплотненные и неуплотненные отложения плиоцен-плейстоценового возраста содержат порой железо-марганцевые руды, которые, по данным глубоководного бурения, представлены либо конкрециями, либо рассеянными в осадках окислами. Рудоносность, промышленные масштабы которой пока остаются неизвестными, гипсометрически располагается на двух уровнях от поверхности дна: 0—50 и 50—100 м. На верхнем уровне преобладают конкреции, возможно "затонувшие" в осадке под влиянием собственного веса, на нижнем встречается окислов и конкреций пока примерно равнозначна. Ареалы рудоносности пространственно изолированы друг от друга на значительные расстояния, но в любом случае тяготеют в вулканогенным и глыбовым поднятия ложа океанов: в Тихом океане — к хребтам Шатского и Хесса, Императорскому и Гавайскому хребтам и к отдельным звеньям Восточно-Тихоокеанского хребта, в Индийском океане — к Маскаренскому и Коморскому хребтам, поднятию Кергелен, к отдельным звеньям Африкано-Антарктического хребта. При этом особое значение приобретают склоны и подножия подводных вулканических гор, где концентрация рассеянной рудоносности в осадочных линзах порой весьма высока, порядка 60—80%.

В целом оказывается, что отложения плиоцен-плейстоценового возраста, с одной стороны, представляют собой тонкий индикатор направленности горизонтальных и вертикальных тектонических движений на поздней стадии неотектонического этапа, с другой — характеризуются глобальной промышленной минерагенией различного вида и масштаба. В этой связи дальнейшее изучение этих отложений, прежде всего в плане детализации глобальной корреляции событий плиоцен-плейстоценового этапа истории континентов и океанов, следует рассматривать в качестве одного из важных направлений познания геологии, эволюции и закономерностей погребенной минерагении (нефть, газ, руды) осадочного чехла дна океанов и морей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968. 313 с.
- Дзоценидзе Г.С.* Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — Геология руд. месторождений, 1972, т. 15, № 5, с. 3–22.
- Щерба И.Г.* Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1983, № 5, с. 90–106.
- Curry J.R., Moore D.G.* Growth of the Bengal Deep Sea Fan and denudation in the Himalayas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, p. 563–572.
- Egbogah E.O., Lambert K.B., Aikhionbare D.O.* Possible new oil potentials of the Niger delta. — J. Oil and Gas., 1980, v. 78, N 15, p. 176–184.
- Weber K.J., Daukory E.M.* Petroleum geology aspects of the Niger delta. — J. Mining and Geology, 1975, v. 12, N 1/2, p. 9–22.
- Woodbury H.O., Murray Y.B., Pikford P.Y., Akers W.H.* Pliocene and Pleistocene depocenters, outer continental shelf, Louisiana and Texas. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 12, p. 2428–2439.