

УДК 553.32.323:551.(470)

И.М. Варенцов¹

КРУПНЕЙШИЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАРАТЕТИСА: СЛЕДСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ИМПАКТНЫХ СОБЫТИЙ НА РУБЕЖЕ ЭОЦЕН/ОЛИГОЦЕН. ЧАСТЬ 2.

Тектоническая позиция раннеолигоценовых Mn месторождений Паратетиса. Ранние стадии развития Mn-рудных черносланцевых бассейнов Паратетиса. Олигоценовый Черноморский бассейн. Литология олигоценовых отложений

Формирование марганцерудных месторождений, ассоциирующих с черносланцевыми бассейнами, рассматривается через закономерное событие в истории распада Пангеи (Гондваны), эпизодов раскрытия – закрытия океаноподобного бассейна Тетис, зарождения и развития системы бассейнов Паратетиса и Перитетиса в свете геодинамики коллизионного режима, существенно влияющего на организацию плит. Mn-рудные месторождения локализируются в краевых областях литосферных плит, в пределах периферических частей черносланцевых впадин (бассейнов), в воде которых накапливаются колоссальные количества растворенного Mn (II). Формирование марганцевых накоплений происходило в результате субглобальной раннеолигоценовой трансгрессии и вытеснения богатых Mn(II) аноксидных вод более плотными североморскими водами.

Введение

Проблема формирования гигантских месторождений полезных ископаемых занимает одно из приоритетных мест в науках о Земле, в частности, в учении о рудных месторождениях. На примере гигантских марганцерудных накоплений в черносланцевых бассейнах раннего олигоцена Центрального и Восточного Паратетиса в предлагаемой статье предпринята попытка рассмотреть геодинамические, седиментологические и геохимические аспекты их формирования. Статья продолжает серию публикаций по этой проблеме в [5, 6] и отражает дальнейшее развитие наших исследований [4, 44], выполненных с привлечением новых данных, заметно расширяющих прежние представления.

Тектоническая позиция раннеолигоценовых Mn месторождений Паратетиса

Рассматриваемые Mn-рудные месторождения разбросаны на огромной территории Южной Европы (Рис. 1). Они локализируются в краевых

¹© И.М. Варенцов

¹ Геологический Институт Российской Академии Наук. Москва.

областях литосферных плит, в пределах окраинных частей черносланцевых впадин (бассейнов). Никопольское, Токмакское месторождения Южно-Украинского бассейна находятся на южной окраине Евразийской плиты у северного борта Черноморской впадины. Чиатурское, Квирильское и другие месторождения Западно – Грузинского бассейна – на жестком эпипалеозойском (постдокембрийском) основании склонов Дзирульского массива в восточной части Рионского прогиба, являющегося северо-восточным аппендиксом Черноморской впадины. Месторождения Оброчиште и другие северо-восточной Болгарии покоятся на склонах локального поднятия Мизийской плиты. Они принадлежат к ограниченной Варненской впадине, смыкающейся через Нижне-Камчийский прогиб с Черноморской впадиной. Месторождения северо-западной Турции (Бинкилик и др.) располагаются на жестком кристаллическом эпипалеозойском субстрате Фракийской впадины, относящейся к периферии Черноморского бассейна. Мангышлакское месторождение находится на склоне Каратауского эпигерцинского поднятия Скифской плиты, являвшегося в раннем олигоцене прибрежной, окраинной зоной относительно глубоководного черносланцевого бассейна (Южно-Мангышлакский прогиб), смежного с впадиной Среднего Каспия. Месторождения Эгер-Демьен (Венгрия) и Кишовце-Швабовце (Словакия) покоятся на эпигерцинском основании мелководных окраинных частей Центрально-Европейского (Большого Венгерского) олигоценового бассейна.

Месторождения северо-восточной Венгрии (Эгер-Демьен) и юго-восточной Словакии (Кишовце-Швабовце) располагаются в пределах Паннонской впадины [35, 40, 37, 30]. Месторождение Эгер-Демьен (Рис.1) приурочено к обрамлению Дебреценского трога, выполненного деформированными флишoidalными образованиями верхнего мела-палеогена. Мощность этих отложений достигает первых километров, а в окраинных частях трога уменьшается до 200-400 м. Мп месторождения находятся в непосредственной близости выступов домезозойского фундамента (Венгерского Среднегорья и Игал-Бюкк) и/или располагаются в зоне крутых склонов поднятий фундамента и выступов днища флишевого бассейна.

Месторождение Кишовце-Швабовце находится на северо-западном окончании Восточно-Словацкой впадины (см. рис.1). Олигоценовые отложения в пределах этой структуры относятся к комплексу осадочного чехла. Обращает на себя внимание, что их мощности существенно возрастают к центральным частям впадины до более 1,5 км. На западе, вблизи месторождения находятся выступы фундамента (Вепориды и Земплинский остров), сложенные деформированными породами верхнего палеозоя.

В районах месторождений проходят крупные тектонические нарушения: глубинный разлом Балатон-Дарко и региональные – Хернау и Закарпатский. В рюпельских отложениях, представленных на большей части Центрально-Европейского (Большого Венгерского) олигоценового бассейна преимущественно глинистыми черносланцевыми осадками (глина Тард, Ранне-Киселльская толща), нередко встречаются невыдержанные слои андезитовых туфов [3, 30].

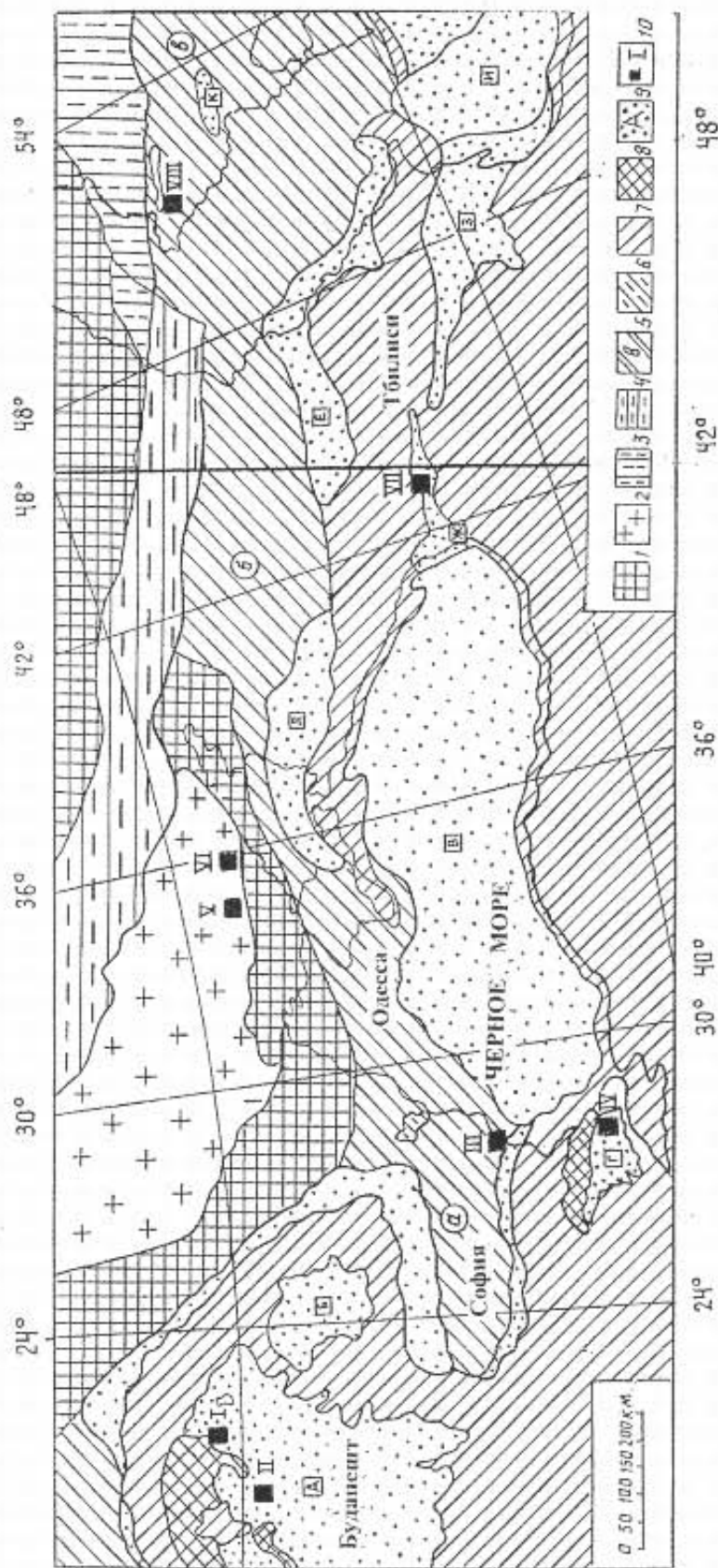


Рис. 1. Тектоническая позиция раннеолигоценовых марганцевых месторождений Центрального-Восточного Паратетиса [44].

1- Докембрийская Восточно - Европийская платформа; 2- Украинский шит; 3- Северо-Устьюртский (лингеринский) блок; 4- Днепровско - Донецкая впадина, Донбасс и вал Карпинского; 5- эпипалеозойская платформа (плиты: а - Мизийская, б - Скифская, в - Туранская); 6- отдельные выступы палеозойского и раннепалеозойского фундамента эпипалеозойской платформы; 7- Альпийская складчатая область; 8- отдельные выступы разновозрастных комплексов осадочного Альпийского складчатой области; 9- впадины и прогибы, активно опускавшиеся в кайнозое, прогибавшиеся в кайнозое, выполненные недеформированными отложениями (А- Паннонская, Б- Трансильванская, В- Черноморская, Г- Фракийская, Д- Индоло-Кубанская, Е- Терско-Каспийский, Ж- Рионская, З- Куринская, И- Южно-Каспийская, К- Южно-Мангышлакская); 10- марганцевые месторождения (показаны вне масштаба): 1- Киповце-Швабовце, 2- Эгер-Демьен, 3- Варленская группа, 4- Фракийская группа, 5- Никопольское, 6- Трансильванское, 7- Чатурское и другие, 8- Мангышлакское (Саргаганское).

Месторождения Варненской группы (Оброчиште, Рудник и другие) располагаются вдоль западного ограничения Черноморской впадины и вытягиваются вдоль нее на примерно 60 км, при ширине полосы около 20 км (см. рис.1). Регион Варненской впадины принадлежит к эпипалеозойской Мизийской плите. Мощность палеозойско-мезозойского осадочного чехла примерно 5,0-5,5 км. Мощность кайнозойских отложений меняется от первых сотен метров в районе г.Варна до 1,5 км в Нижне-Камчийском прогибе (на юге впадины), раскрывающемся в сторону Черноморской впадины. Варненскую впадину окружают поднятия: на севере – Крапец-Кардамский вал, на западе – Северо-Болгарский свод, на юге – складчатые сооружения мегантиклинория Старой Планины. Нижне-Камчийский прогиб представлял собой относительно глубоководный некомпенсированный бассейн [24]. Прогиб отделен от площади распространения раннеолигоценовых Мп-рудных месторождений флексурным перегибом, который прослеживается к востоку и затем, изменяя простирание на юго-восточное и северное, переходит в континентальный склон Черноморской впадины.

Группа Мп месторождений северо-восточной Турции (Бинкилик и др.), [39] приурочена к северо-восточному склону Фракийской впадины, относимой к категории межгорных и входящих в Альпийскую складчатую область (Рис. 1 и 2). С севера впадина ограничена антиклинорием Истранджа, в осевой части которого обнажаются сильнодислоцированные и метаморфизованные палеозойские образования. Эти же породы предполагаются под кайнозойским чехлом Фракийской впадины. В центральной части этой впадины в конце эоцена-олигоцене, очевидно, существовал морской некомпенсированный сравнительно глубоководный бассейн с глубинами около первых сотен метров. Об этом косвенно свидетельствует резкое увеличение мощности верхнеолигоценовых – миоценовых осадков к центру впадины (до 500-600 м.), по сравнению с бортовыми частями (100-150 м). В разрезе впадины известны известково-щелочные вулканиты кислого и среднего состава позднеэоценового-олигоценового возраста [25].

Южно-Украинская группа Мп месторождений (Никопольское, Токмакское и др.) вытянута широкой (20-25 км) полосой на 250 км вдоль южного склона Украинского щита, сложенного высокометаморфизованными, нередко гранитизированными породами архея-протерозоя. Отложения раннего олигоцена, к которым принадлежат Мп месторождения (см. рис. 1), трансгрессивно залегают на нижележащих толщах, включая породы фундамента, а при погружении к югу – на различных горизонтах чехла Восточно – Европейской платформы [4, 2, 23, 28, 44]. В структурном плане район месторождений представляет собой пологую моноклинали, осложненную малоамплитудными мульдами и поднятиями. На южном склоне Украинского щита выделяется система субмеридиональных разломов фундамента. Но, вместе с тем, присутствуют менее значительные субширотные древние разрывные нарушения. С одним из них связан перегиб молодых слоев осадочного чехла по линии Мелитополь –

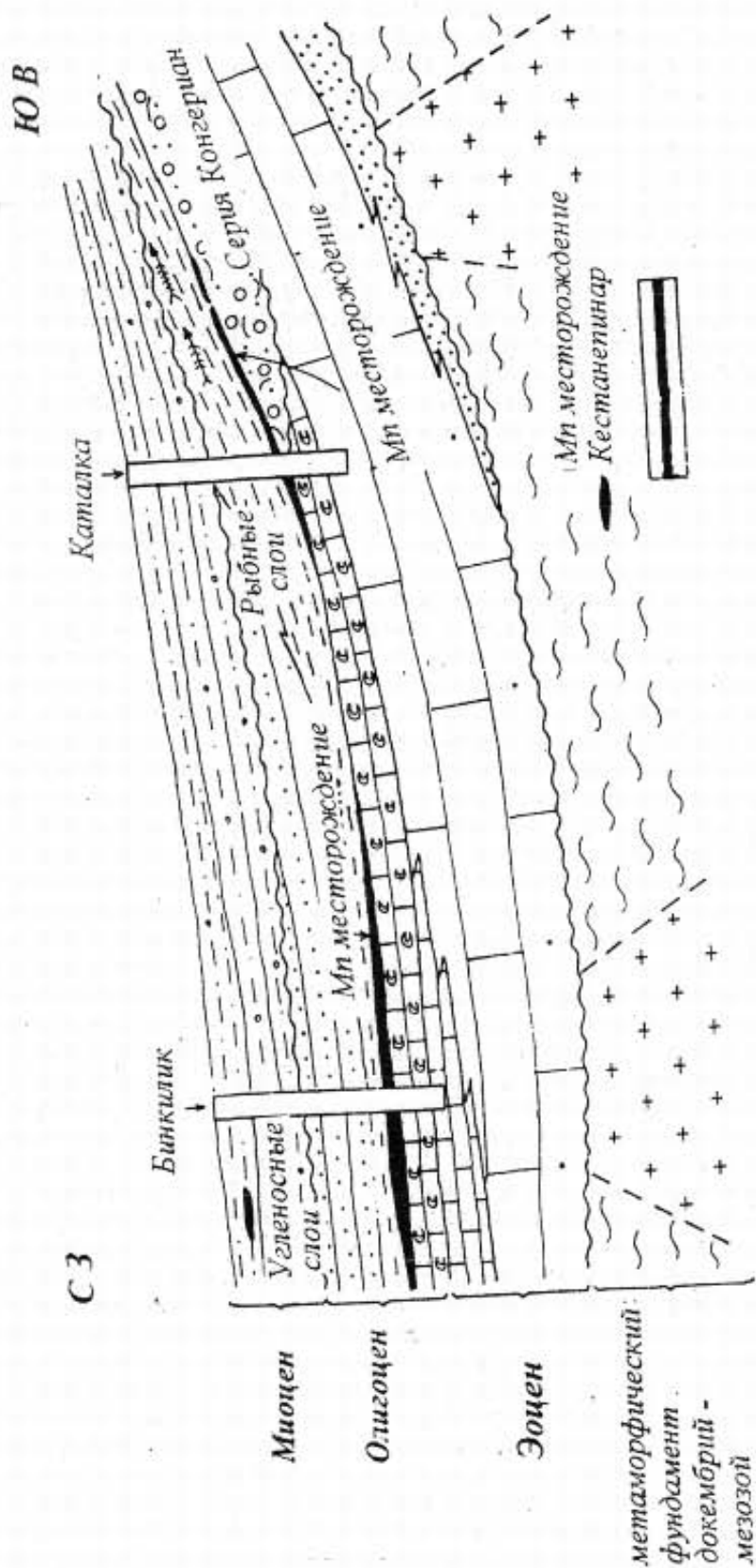


Рис. 2. Схематизированный геолого-литологический профиль северной окраины Фракийской впадины, северо-западная Турция. Показаны стратиграфические соотношения и положение Мп месторождений. Обращает на себя внимание Мп месторождение Кастанепинар (Kastanepinar), залегающее в породах комплекса фундамента (террейна). Масштабная линейка: 10 км. [39].

Каховка – Николаев [26]. Следует отметить, что Никопольское и другие месторождения этой группы принадлежат к шельфовым частям обширного Черноморского олигоценового бассейна (см. рис. 1). Они достаточно удалены от центральных, сравнительно глубоководных и быстро прогибающихся его областей (Рис. 3, 4). Например, расстояние до осевой части Индоло-Кубанского прогиба около 150 км (мощность майкопской серии до 5 км) [24], а до континентального склона собственно Черноморской впадины примерно 250-300 км (см. рис. 1, 3, 4).

В Западной Грузии крупнейшие Мп месторождения – Чиатурское, Квирильское и др. расположены в пределах Рионского прогиба протяженностью около 300 км. К востоку прогиб сужается, а на западе раскрывается в сторону Черноморской впадины (см. рис. 1). По строению и истории развития эта структура схожа с Нижне-Камчийским прогибом, находящимся на западном (болгарском) борту Черноморской впадины. Оligоценовые отложения достигают максимальной мощности (5-6 км) в западной части Рионского прогиба, сокращаясь к востоку до первых сотен метров. Они выклиниваются в районе Дзирульского массива, представляющего собой выступ палеозойского фундамента. Чиатурское и другие Мп месторождения Западной Грузии (см. рис. 1) располагаются в зоне выклинивания, на погружающемся склоне Дзирульского массива. Предполагается, что западная часть Рионского прогиба была в раннем олигоцене относительно глубоководным бассейном, соединенным с Черноморской впадиной [1].

Мп-рудные накопления Южного Мангышлака (Сартаганское месторождение) находятся на южном склоне Каратауского поднятия, сложенного деформированными пермо-триасовыми породами (см. рис. 1). Пермо-триасовый комплекс постепенно погружается к югу в сторону осевой

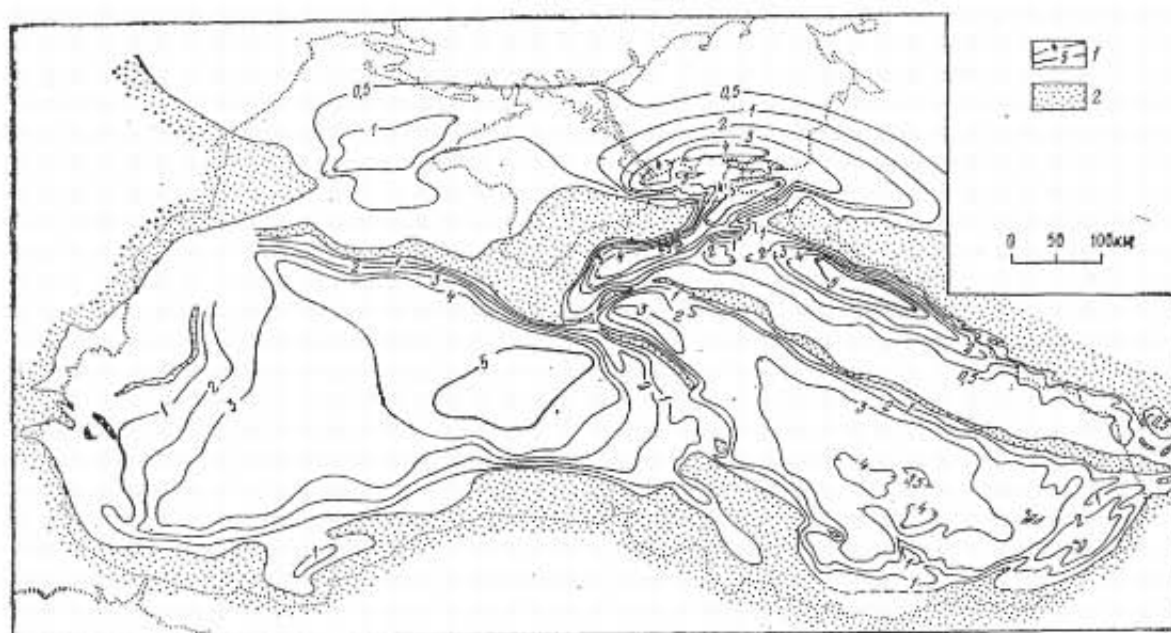


Рис. 3. Карта мощностей майкопских отложений (нижний олигоцен – нижний миоцен) Черного моря [24].

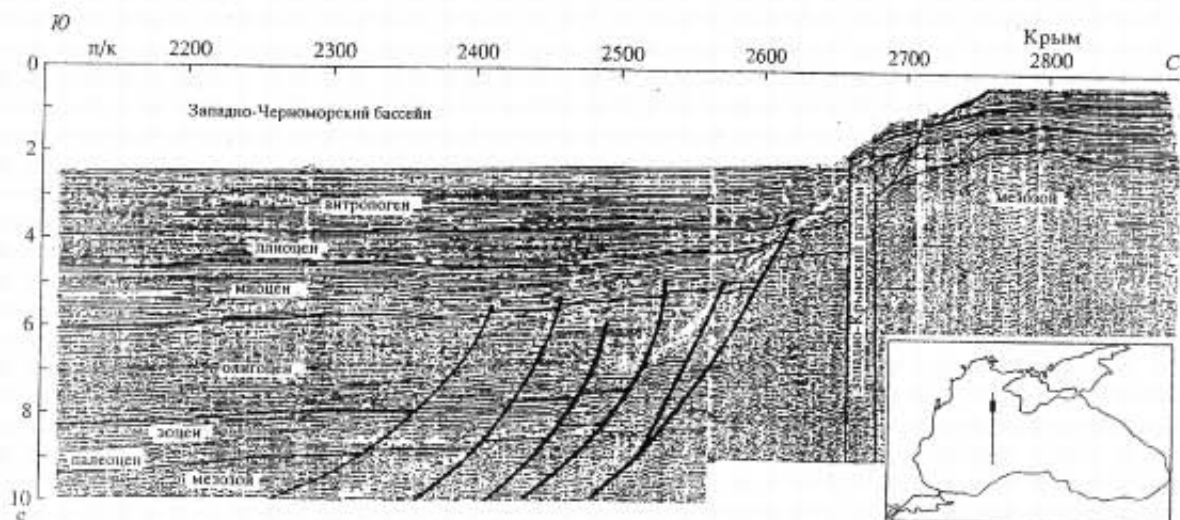


Рис. 4. Сейсмический профиль на северной окраине Западной котловины Черного моря. Видны сбросы, активные в олигоцене-раннем миоцене [13, 34].

части Южно-Мангышлакского прогиба. Он перекрывается полого залегающими отложениями юрского – четвертичного возраста. В районе Чакырганской мегасинклинали, где располагается собственно Сартаганское месторождение, олигоценовые отложения залегают с перерывом и несогласием на породах пермо-триасового основания. Южнее, в осевой части Южно-Мангышлакского прогиба (Карабарахтинская синклираль) установлен некомпенсированный прогиб олигоценового возраста [22]. Последний выполнен отложениями майкопской серии мощностью не менее 800 м, так как верхняя часть ее разреза срезана. Сейсморазведкой выявлено наличие клиноформных осадочных тел, латерально переходящих в относительно глубоководных частях в горизонтальнослоистые осадки. Эти данные косвенно подтверждают существование относительно глубоководного бассейна. Анализ распределения осадков, мощностей майкопской серии и остатков моллюсков позволяет считать, что глубина бассейна в конце олигоцена была около 400 – 500 м [22].

Важно подчеркнуть, что рассматриваемые Мп месторождения непосредственно не связаны с магматической и/или гидротермальной активностью.

Ранние стадии развития Мп-рудных черносланцевых бассейнов Паратетиса

Формирование обсуждаемых впадин рассматривается в данной работе, как закономерное событие в истории распада Пангеи, эпизодов раскрытия – закрытия океаноподобного бассейна Тетис, зарождения и развития системы бассейнов Паратетиса и Перитетиса в свете геодинамики коллизионного режима, существенно влияющего на организацию плит (Рис. 5) [31, 42].

Структурная позиция Мп-рудных месторождений, локализованных в окраинных частях черносланцевых впадин, определяется, в значительной мере, относительной стабильностью подстилающего субстрата. К по-

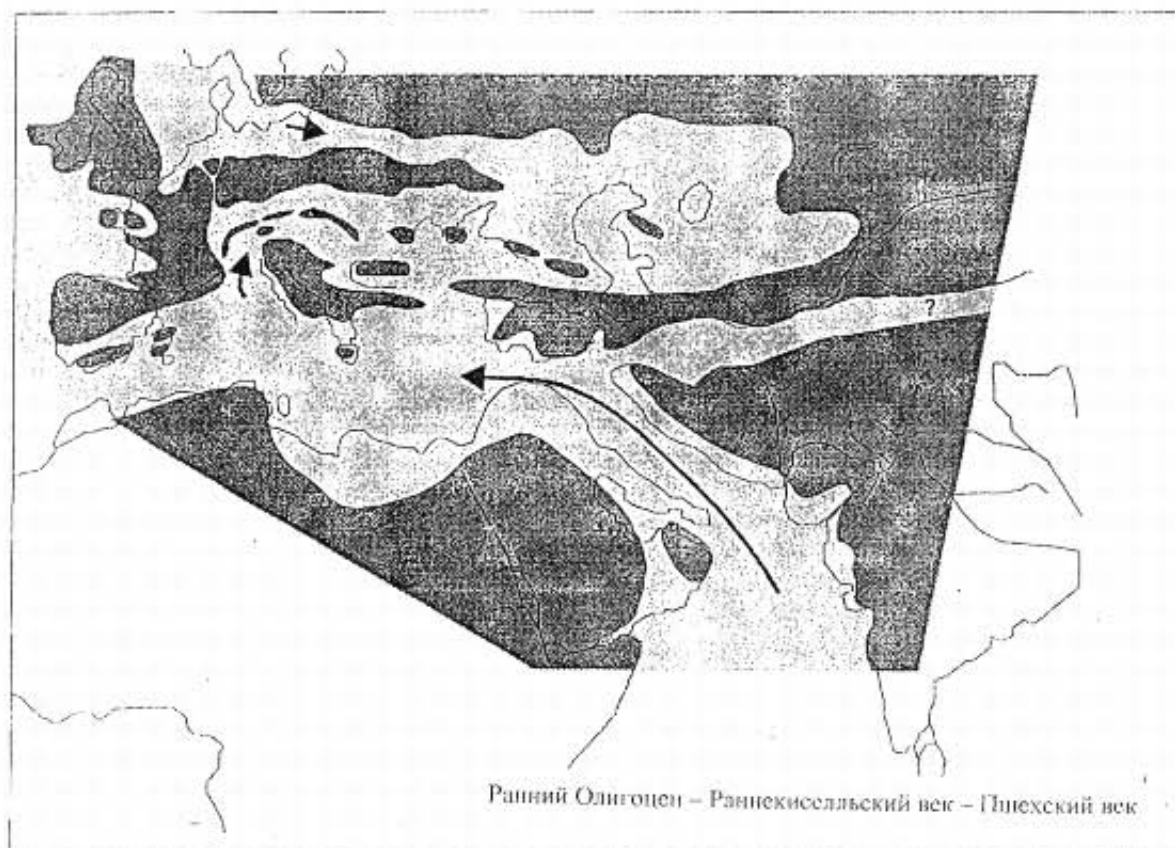


Рис. 5. Зарождение морского бассейна Паратетис. Вследствие тектонической активности по альпийскому фронту и коллизии Индии с Евразией возникли внутриконтинентальное море Паратетис, а к югу от орогена – Средиземное море. Вследствие нарастания континентализации и произошло закрытие Тургайского пролива. По вновь образованным системам проливов атлантическая вода из Северного моря поступала в Паратетис [42].

добным образованиям могут принадлежать комплексы фундамента и чехла, возраст которых нередко различается от архея-протерозоя до эоцена. При этом формирование месторождений происходило в период сравнительно быстрого опускания центральных областей впадин, с развитием относительно глубоководных котловинных бассейнов и накоплением в них мощных толщ черносланцевых осадков типа майкопской серии. К таким раннеолигоценовым бассейнам относятся: Черноморская впадина и обрамляющие ее прогибы, система котловинных впадин Среднего Каспия (Южно-Мангышлакский прогиб, впадина Карагие), Большой Венгерский Палеогеновый Бассейн (Паннонская впадина) и др. (см. рис. 1, 3).

Следствием общей структурной активизации отдельных регионов Паратетиса в олигоцене явилось развитие, заложение ряда новообразованных впадин и/или становление внутри- и периконтинентальных котловинных бассейнов, реактивизация окраинных, ранее тектонически относительно пассивных областей. В это время Черноморская впадина испытала максимальное погружение со времени своего оформления (см. рис. 3, 4): мощность майкопской серии в пределах Западной впадины достигает 4,5-5,0 км, и около 4-х км – в Восточной [24, 7, 13]. В северо-западных окраинных районах Азово-Черноморского бассейна, включая шельфовые

зоны Болгарии, Румынии, севера Крымского полуострова, Азовского моря и Кубани, где выделяются области докембрийской (Русской) и эпигерцинских плит (Скифской и Мизийской), в олигоцене формировались орогенные впадины и прогибы (в частности, по северной периферии Черного моря – прогибы Сорокина и Туапсинский) и происходило быстрое опускание Северо-Кавказского прогиба с аккумуляцией мощных толщ осадков майкопской серии. Близкие по мощности и литологии майкопские отложения с высоким содержанием органического битуминозного вещества накапливались в Южно-Каспийской котловине. В границах собственно Тетиса и его окраин в это время сформировались Западно-Средиземноморская впадина [36] и синхронные рифтогенные грабены в краевых областях континентальных сопредельных плит: Рейнский и грабен Роны [41]. Во многих регионах характерна аккумуляция осадков, существенно обогащенных органическим веществом типа майкопской серии Юга России, районов Волго – Дона, Крымско – Кавказского региона, Причерноморья. Такие осадки отмечаются в Украине, Закаспии, Туркмении, Приаралье и областях Малой и Средней Азии [14,15].

Олигоценовый Черноморский бассейн

Черное море принадлежит к числу крупнейших и глубоких котловинных бассейнов кайнозоя. Черноморская впадина обрамляется по периферии впадинами и прогибами второго порядка, валами с их склонами и иными тектоническими формами (см. рис. 1, 3). В этой крупнейшей структуре выделяются Западно-Черноморская впадина (длина более 600 км, ширина 150-300 км, мощность кайнозойских осадков 13-14 км) и Восточно-Черноморская впадина (длина – более 600 км, ширина 100-150 км, мощность кайнозойских отложений до 10-11 км). Впадины разграничены валом Андрусова протяженностью до 200 км, при ширине свода от 20 до 70 км [24].

Важнейшей особенностью обеих Черноморских впадин, обрамляющих их прогибов и более мелких впадин является развитие мощной толщи осадков майкопской серии (олигоцен-ранний миоцен / 34,0 – 16,3 млн.л./ [27, 9], составляющих около одной трети объема кайнозойских отложений. Причем, если во впадинах и/или прогибах мощности майкопских осадков достигают нескольких километров (см. рис. 3), то на сводах валов Андрусова и Шатского они ничтожно малы. Вместе с тем, постмайкопские отложения (от среднего миоцена до антропогена) лежат на сводах валов без сколь-либо заметного сокращения мощности. Приведенные данные наводят на мысль об особом тектоническом режиме погружения района Черноморской впадины в постэоценовое и постратетисо-миоценовое время [29].

Данные о распределении осадков олигоцен – раннео миоцена (майкопская серия) свидетельствуют, что в целом кровля майкопских осадков полого наклонена от бортов впадины к ее осевой зоне (см. рис.3, 4). Наиболее мощные толщи майкопских отложений наблюдаются в Западно-Черноморской впадине и обрамляющих прогибах, впадинах (прогибы

Сорокина, Керченско-Таманский, Индоло-Кубанский, Туапсинский, Синопский), тогда как в Восточно-Черноморской впадине эти осадки относительно меньше и по мощности, и объему [24, 34, 13]. Интенсивность опускания Черноморских впадин в олигоцене-раннем миоцене была значительно выше, чем в предыдущие этапы геологической истории. Если в палеоцене-эоцене вал Андрусова существовал как устойчивое поднятие, то в майкопское время и позднее на его своде накапливались осадки; при этом общая площадь Черноморских впадин значительно расширилась. Выраженная тенденция эволюции региона к опусканию проявилась и в том, что в майкопское время были ясно оформлены новообразованные прогибы Крымско-Кавказской области (Сорокина, Керченско-Таманский, Индоло-Кубанский, Туапсинский). Причем подстилающая толща палеоцен-эоцена практически не подвергалась складчатым деформациям, а в майкопских отложениях они сильно проявлены, с признаками диапиризма и грязевым вулканизмом.

А.М. Никишин и др. [38] на основании кинематического и динамического моделирования процессов погружения Черноморской впадины считают, что главными причинами, вызвавшими быстрое опускание дна бассейна, были компрессионные деформации, проявлявшиеся с позднего эоцена по настоящее время, сопровождавшиеся общим сокращением мощности подстилающей литосферы.

Сравнительно общая модель истории погружения впадин континентальных окраин в майкопское время рассматривается исследователями российско-французской группы [33] на примере восточной, центральной и западной частей Северо-Кавказского бассейна по данным бурения и сейсмопрофилирования. Результаты термического моделирования позволяют считать, что юрско-эоценовое опускание бассейна контролируется, главным образом, поздне триасовым-раннеюрским интрузивным прогревом. Такой прогрев вызвал подъем термальных характеристик территории бассейна, после которого последовало экспоненциальное замедление скорости опускания, контролируемое остыванием литосферы. В олигоцене-раннем миоцене восточные и центральные впадины испытали быстрое погружение. Геодинамическая причина такого опускания, как полагают эти исследователи, очевидно, связана с особенностями проявления мантийного течения после прекращения субдукции Тетиса, в связи с переходом субдуцированной пластины в равновесное состояние. Подобная концепция о глубинных механизмах формирования быстро погружавшихся в майкопское время краевых бассейнов Паратетиса (Перитетиса) позволяет, в целом, непротиворечиво рассматривать происхождение олигоценых-раннемиоценовых впадин, прогибов континентальных окраин этого региона. Вместе с тем, ее можно рассматривать как региональное проявление более крупного события: коллизии Евразии и Индийского субконтинента, произошедшего в середине и конце эоцена (± 45 ; ± 37 млн. л.) и вызвавшего общую реорганизацию (перестройку) глобальной системы литосферных плит [10, 18, 43, 42, 44].

Литология олигоценовых отложений

Осадки обсуждаемых бассейнов характеризуются, в целом, схожестью литологических особенностей и относительной глубоководностью обстановок их накопления в олигоцене – раннем миоцене. Отложения представлены сравнительно однородными преимущественно темными глинистыми гемипелагическими осадками, с переменным количеством песчано-алевритовой примеси. Характерно наличие рассеянного органического вещества: $C_{орг.}$ от 1,20 до 9,17%, сред. 3,76% [12], представленного измененным сапропелевидным материалом с примесью гумусового вещества, иногда фрагментами наземных растений. В участках массивированного накопления майкопских осадков, обогащенных органическим веществом, в Черноморских впадинах (на глубинах более 2 км) и прилегающих прогибах отмечается генерация углеводородов (метан и более высокие гомологи до ^{7}C), сопровождающаяся аномально высокими давлениями и прорывом флюидов к поверхности дна. Исследования изотопии углерода свидетельствуют о наличии в составе проб как поверхностных (микробактериальных), так и катагенетических продуктов [12]. В этих участках встречены выраженные аппараты грязевого вулканизма с характерными грязевулканическими брекчиями [11].

Вещественный состав майкопской серии изучен к настоящему времени довольно фрагментарно. Многими исследователями она рассматривается как относительно однородная глинистая толща, накапливавшаяся в бассейнах закрытого типа с выраженным стагнационным режимом. Подчеркивается, что в прогибах Сорокина и Туапсинском, где эти осадки имеют сравнительно большую мощность (см. Рис. 3), нижние части серии содержат несколько повышенные количества органического вещества и отличаются выраженным грязевым вулканизмом, генерацией углеводородов и битуминоидов [8].

Важнейшей особенностью майкопских осадков Черного моря является наличие в них битуминоидов (нафтеново-ароматические соединения) при значительной концентрации органического вещества [8].

В майкопских отложениях, выполняющих Черноморский бассейн и смежные прогибы, выявлено 247 нефтегазоносных залежей, большей частью (70%) сингенетичных вмещающим отложениям [19].

Важнейшей геохимической особенностью котловинных впадин раннего олигодена Паратетиса являлся стагнированный, аноксидный режим седиментации, как правило, с сероводородным заражением придонных вод. В таких бассейнах интенсивно накапливались мощные толщи осадков черносланцевого типа, существенно обогащенных органическим веществом, например, майкопская свита Кавказского региона [30]. Отсутствие остатков бентосной фауны, резко обедненный состав фитопланктона и обилие аморфизованного органического вещества и сульфидов железа в осадках подобных относительно глубоководных впадин указывают на дефицит кислорода в придонной воде. Распределение изотопов углерода в карбонатных Mn- рудах Никопольского, Западно-Грузинского, Западно-Турецкого бассейнов [16, 17, 39] свидетельствует о том, что угле-

кислота этих Mn-карбонатов является продуктом анаэробного распада органического вещества. В обсуждаемом контексте эти данные указывают на то, что верхняя граница восстановительного диагенеза могла проходить не только близ раздела осадок/вода, но находиться выше, в слоях придонных вод толщиной до десятков – сотен метров, как, например, в современном Черном море и/или в аноксидных впадинах Балтики. Обстановки с нормальным кислородным режимом существовали в литоральных, мелководных шельфовых участках краевых, внутренних бассейнов, в верхних частях склонов относительно глубоководных котловин, а также в приповерхностном слое водной толщи этих водоемов. Как отмечалось выше, в воде таких котловинных впадин могли накапливаться колоссальные количества растворенного Mn (II) [32].

Несмотря на то, что в современном Черном море формирование Mn-Fe-руд развито весьма локально и ограничено, геохимические характеристики этого водоема позволяют глубже понять Mn-рудонакопление в бассейнах раннеолигоценного Паратетиса. Для современного Черного моря характерна стратификация вод, резко различающихся по плотности (солёности). Она обусловлена поступлением в этот водоем вод речного стока ($346 \text{ км}^3/\text{год}$, $Cl = 0.016 \text{ ‰}$ [ppt]) и относительно солёных вод Мраморного моря через Босфор ($340 \text{ км}^3/\text{год}$, $Cl = 995 \text{ ‰}$). Следствием плотностной стратификации, детерминировавшей весьма ограниченную вертикальную циркуляцию вод Черного моря, является широкое распространение сероводорода, начиная с глубины около 200 м, и, соответственно, полное подавление фитопланктона, зоопланктона и аэробных бактерий. Сероводородсодержащие воды занимают около 90% объема Черного моря, составляющего $5470,15 \text{ км}^3$ при площади 420325 км^2 , максимальных и средних глубинах соответственно 2212 и 1301 м [20]. Основная масса H_2S в водной толще образуется за счет редукции сульфатов морской воды, и лишь небольшая часть – в результате распада серосодержащих органических соединений.

Распределение редокс-детерминирующих параметров (H_2S , O_2 и Eh) контролирует вертикальное распределение Mn в водной толще. Минимальные концентрации отмечены в поверхностной зоне (глубины от 0 до 50 м, $\text{Mn}_{\text{вал.}} = 25 \text{ мкг/л}$), где этот элемент находится во взвешенной, оксигидроксидной форме [21]. В сероводородной зоне содержание $\text{Mn}_{\text{вал.}}$ превышает 250-300 мкг/л [ppb], при существенном доминировании растворенной формы Mn (II). Согласно расчетам [20, 21], общее количество Mn в анаэробной зоне Черного моря равно примерно 0.1 млрд. т. Для современных геологических условий можно принять, что среднее время пребывания Mn в Черном море является частным от деления общего количества этого элемента в воде бассейна на величину его ежегодного поступления, т. е., примерно 1700 лет [20]. Иными словами, почти каждые 1000 – 2000 лет происходит периодическое восполнение аккумуляированных в воде Черного моря количеств Mn. Удаление этих масс Mn могло происходить вследствие вытеснения пульсационно вторгающимися более плотными морскими водами. Моделью такого вытеснения и последующего

переноса богатых Mn аноксидных вод к мелководным, хорошо аэрируемым участкам шельфа с аккумуляцией в форме оксигидроксидных, карбонатных накоплений, могут служить примеры аноксидных впадин и дальнейшее перераспределение Mn в Балтийском море. Основная часть ассоциирующего Fe в таких обстановках накапливалась в гидросиликатной форме: Fe-сметит, Fe-иллит (глауконит), реже – как оксигидроксидная, карбонатная примесь или сульфиды.

Если допустить, что при этих условиях продолжительность раннеолигоценового интервала Mn-рудонакопления составляла геологически значимое время (около 0.3 – 0.5 млн л.), то котловина такого палео-Черного моря могла служить периодически восполняемым резервуаром Mn (17.6 – 9.4 млрд. т) для формирования месторождений, располагающихся на его шельфовых окраинах.

Однако своеобразие раннеолигоценовой палеогеографии Центрального и Восточного Паратетиса состояло в том, что наряду с крупнейшим Черноморским аноксидным бассейном в пределах этой системы существовали и другие эксинные котловины и впадины (Южно-Словацкий бассейн, Венгерский бассейн, Рионская, Квирильская впадины, Центрально-Каспийская впадина), по окраинам которых располагались сравнительно крупные Mn-рудные месторождения (Кишовце-Швабовце, Эгер-Демиен, Чиатурское, Квирильское и др., Магышлакское), редкометалльные накопления, синхронные Причерноморским (Южно-Украинские, северо-востока Болгарии и северо-запада Турции). Приведенные выше данные с определенностью свидетельствуют, что широкое региональное развитие Mn-минерализации, редкометалльного оруденения, интенсивного накопления кремнистых, цеолитсодержащих и богатых органическим веществом отложений контролировались раннерюпельской субглобальной трансгрессией Мирового океана. Вторгшиеся океанские воды были обогащены Mn и ассоциирующими металлами, питательными компонентами, происхождение которых связано с глобальной эндогенной активизацией Мирового океана, в частности, значительно усилившейся гидротермальной деятельностью близ границы эоцена/олигоцена.

Заключение

Mn-рудные месторождения локализуются в краевых областях литосферных плит, в пределах окраинных, периферических частей черносланцевых впадин (бассейнов). Формирование впадин рассматривается в данной работе, как закономерное событие в истории распада Пангеи (Гондваны), эпизодов раскрытия – закрытия океаноподобного бассейна Тетис, зарождения и развития системы бассейнов Паратетиса и Перитетиса в свете геодинамики коллизионного режима, существенно влияющего на организацию плит. Широкое региональное развитие Mn-минерализации, редкометалльного оруденения, интенсивного накопления кремнистых, цеолитсодержащих и богатых органическим веществом отложений контролировались раннерюпельской субглобальной трансгрессией Мирового океана. Вторгшиеся океанские воды были обогащены Mn и ассоциирующи-

ми металлами, питательными компонентами, происхождение которых связано с глобальной эндогенной активизацией Мирового океана, в частности, значительно усилившейся гидротермальной деятельностью близ границы эоцена/олигоцена.

1. *Басенцян Ш.А., Пилипенко А.И., Свистунов Ю.И.* Структура осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам // Известия АН СССР, Серия геол. 1981. – № 10. – С. 5-18.

2. *Бетехтин А.Г.* (Ред.) Никопольский марганцево-рудный бассейн. М.: Недра, 1964. – 535 с.

3. *Вадас, Э.* Геология Венгрии. М. Мир.1964. – 523 с.

4. *Варенцов И.М.* К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцерудного бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1964. – № 1. – С. 25-39.

5. *Варенцов И.М.* Крупнейшие марганцевые месторождения Паратетиса: следствия геодинамических и импактных событий на рубеже эоцен/олигоцен // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев. Национальная Академия Наук Украины. 2006. – № 3. – С. 89-91.

6. *Варенцов И.М.* Крупнейшие марганцевые месторождения Паратетиса: следствия геодинамических и импактных событий на рубеже эоцен/олигоцен. Часть 1. Формулировка проблемы. Стратиграфия. Корреляция. Положение границы эоцен/олигоцен и марганцевых руд в Паратетисе. Эруптивная активность в раннем рюпеле // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев. Национальная Академия Наук Украины. 2007. – № 2. – С. 00-00.

7. *Вигинский В.А.* Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1997. – 98 с.

8. *Геодекян, А.А., Забанбарк, А., Конюхов, А.И.* О нефтематеринском потенциале майкопских глин в недрах Черноморской впадины // Доклады Академии Наук. 1996. Т. 346. – № 2. – С. 222-225.

9. *Головин Д.И., Крашенинников В.А.* Геохронологические рубежи позднего эоцена и раннего олигоцена / Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть II: М.: ГЕОС, 1998. – С. 112-113. (Тр. ГИН; Вып.507).

10. *Зоненшайн Л.П., Савостин, Л.А.* Позднемезозойские и кайнозойские геодинамические реконструкции // Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М. Наука. 1980. – С. 380-386.

11. *Иванов, М.К., Конюхов, А.И., Кульницкий, Л.М., Мусатов, А.А.* Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря // Вест. МГУ, 1989. – Сер. 4. Геология. – № 3. – С. 21-31.

12. *Иванов, М.К., Лимонов, А.Ф.* Грязевой вулканизм Черного и Средиземного морей / Нефтегазоносные и угленосные бассейны России (к 75-летию проф. В.В. Семеновича). Ред. Соколов, Б.А. М. Геологический ф-т МГУ, Изд-во “Нефть и Газ”. 1996. – С. 205-231.

13. *Казьмин, В.Г., Шрейдер, А.А., Финетти, И. и др.* Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 2000. – № 1. – С. 46-60.

14. *Крашенинников В.А., Ахметьев М.А.* (Ред.). Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I.. Тр. ГИН; Вып. 489. М.: ГЕОС, 1996. – 314 с.

15. *Крашенинников В.А., Ахметьев М.А.* (Ред.). Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть II., Тр. ГИН; Вып.507, М.: ГЕОС, 1998. – 250 с.

16. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд / Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. – С. 233-258.
17. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Марганцевые месторождения Грузии. Сообщение 1. Геологические особенности и изотопный состав карбонатных марганцевых руд Чиатурского и Квирильского месторождений / Литология и полезные ископаемые, 1997. – № 3. – С. 286-306.
18. Лисицын А.П. История вулканизма океанов / Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М. Наука. 1980. – С.278-319.
19. Марина М.М., Берлин, Ю.М. Распределение органического вещества в майкопских отложениях Черного моря / Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18-20 марта 2003 г.). Отв. Ред. Япаскерт, О.В. М. Изд-во Моск. Ун-та, 2003. – С. 372-374.
20. Скопинцев Б.А. Особенности химического состава и некоторые физико-химические характеристики вод Черного моря // Океанология. Химия океана. Химия вод океана. М.: Наука. 1979. – Т. 1. – С. 293-322.
21. Скопинцев Б.А., Попова Т.П. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря / Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1963. Вып. 97. С. 165-181.
22. Столяров А.С., Шлезингер, А.Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато / Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1962. – Т.37. – Вып. 3. – С.3-26.
23. Страхов Н.М., Штеренберг Л. Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 185.), М.: Наука, 1968 – 495 с.
24. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. – 215с.
25. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. – 344 с.
26. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев. Наукова думка, 1972. – 176 с.
27. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса / Природа. 1993. – Т. 12. – С.68-75.
28. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Панченко Н.А. и др. Марганцевые руды Украины. Киев: Наук. Думка, 1993. – 172 с.
29. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев. Национальная Академия Наук Украины. 1997. – 288 с.
30. Baldi T. Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. Academiai Kiado. Budapest, 1986. – 201p.
31. Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L. Structure and evolution of the Mediterranean basins // In: Нзь, К.Ж., Montadert, L., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42. Pt. 1. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 1978. – P.951-984.
32. Brewer P.G., Spencer D.W. Distribution of some trace elements in the Black Sea and their flux between dissolved and particulate phases // Am. Assoc. Petroleum Geol. Mem. 1974. – V. 20. – P. 137-143.
33. Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin et.al. North Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. – Vol. 156. – No. 1-4. – P. 95-118.
34. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et.al. Geophysical study of the Black Sea // Bull. Geofisica Teor. ed. Appl, 1988. – Vol. 30. – No. 117-118. – P.197-324.

35. *Konta J.* Thermal investigation of the sedimentary manganese rock of Svěbovce / Collected articles of the Central Geological Committee of the Czech-Slovak Republic, dedicated to sixtieth birthday of Prof. Dr. Radim Kettner. 1951. – Issue 18 – P.601-632.
36. *Le Pichon, X., Pautot, G., Auzede, J.-M. et Olivet, J.-L.* Le Mediterranee occidentale depuis l'Oligocene. Schema d'evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1971. – Vol. 13. – No. 1. – P. 145-152.
37. *Molnar J., Morvai G.* Vergleichung der Manganerzlagerstätten von Eger mit einigen ausländischen oligozanen Manganerzlagestätten. // Folddtani Közlemény (Bulletin of the Hungarian Geological Society, Budapest). 1961. – Vol. 91. – No. 2. – P. 126-135.
38. *Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. – Vol. 156. – No. 1-4. – P. 149-168.
39. *Ozturk H., Frakes L.A.* Sedimentation and diagenesis of an Oligocene manganese deposit in a shallow subbasin of the Paratethys: Thrace Basin, Turkey // Ore Geology Reviews. 1995. – Vol. 10. – P. 117-132.
40. *Panto G., Molnár J.* Le minerai de manganèse de Eger-Demjen // Annales de l'Institut Geologique. 1953. Pt. I, Műszaki Könyvkiadó, Budapest. – pp.319-321.
41. *Ricou L.E., Dercourt J., Geyssant J. et al.* Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys // In: Abouin, J., Le Pichon, X. and Monin, A.S. (eds.), Evolution of the Tethys. Tectonophysics. 1986. – Vol. 123. – No. 1-4. – P. 83-122.
42. *Rügl F.* Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (Short overview) // Geologica Carpathica. Bratislava. 1999. Vol. 50. No. 4. P. 339-349.
43. *Schwan W.* The world wide active Middle/Late Eocene geodynamic episode with peaks at ± 45 and ± 37 m.y., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading // Tectonophysics, 1985. – Vol. 115. – No.3 – 4. – P. 197-234.
44. *Varentsov I.M., Muzyliov N.G., Nikolaev V.G., Stupin S.I.* The origin of black shale-hosted Mn deposits in Paratethyan basins: Constraints from geological events at the Eocene/Oligocene boundary // Russian Journal of Earth Sciences. 2003, (August). – Vol. 5. – No. 4. – P. 255-272.

Формування марганцеворудних родовищ, які асоціюють із чорносланцевими басейнами, розглядається через закономірну подію в історії розпаду Пангеї (Гондвани), епізодів розкриття-відкриття океаноподібного басейну Tetic, зародження і розвитку системи басейнів Паратетису та Перитетису у світлі геодинаміки колізійного режиму, який мав суттєвий вплив на організацію плит.

Mn-родовища локалізуються у краєвих областях літосферних плит, у межах периферичних частин чорносланцевих западин (басейнів), у чиїх водах накопичується розчинений Mn (II) у величезній кількості. Утворення накопичень марганцю відбувалося в результаті субглобальної ранньоолігоценової трансгресії та витіснення аноксидних вод, багатих Mn(II), океанськими водами з більшою густиною.

Formation of the manganese deposits associated with the Oligocene black shale basins have is treated through regular event in the history of the Pangea (Gondwana) breakup, with episodes of opening and closing of the Tethys ocean-like Basin, and the birth and development of the Paratethys and Peritethys basin systems in the light of collisional geodynamic regime that essentially caused the plate reorganization. The Mn ore deposits located in the marginal areas of the lithospheric plates within the border or peripheral parts of the black shale basins. The great amounts of dissolved Mn (II) were accumulated in the water of such cattle-like basins. The formation of Mn deposits could be occurred as a result of removing of these Mn huge amounts caused by the Early Oligocene subglobal transgression and displacement of the Mn rich anoxic waters by more dense North Sea waters.