

43. В сб.: “Геодинамика Крымско-Черноморского региона”. Симферополь, 1997. С. 16-23.

УДК 551.243.4. 234.

В.В. Юдин, М.Б. Герасимов

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КРЫМСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ

Фанерозойская эволюция Крыма и прилегающих регионов хорошо интерпретируется с позиций негеосинклинальной актуалистической геодинамики. В основе модели новые данные о строении региона с выделением сутур, меланжей, олистостром, фрагментов офиолитов и др. Учтены известные палеомагнитные и глобальные геодинамические реконструкции.

Paleozoic-Cenozoic evolution of the Crimea and adjacent regions is well interpreted from attitudes of non-geosyncline vital geodynamics. New data about structure of the peninsula: newly distinguished sutures, melanges, olistostromes, ophiolites, etc. from the basis of the model. Known paleomagnetic and global geodynamical succession of geological events are taken into consideration.

Вопросы тектоники и эволюции Крымско-Черноморского региона как части Альпийско-Гималайского складчатого пояса рассмотрены многими отечественными и зарубежными исследователями. Однако большая часть исследований, особенно по Крыму и югу Украины, опирается на концепцию разломно-блоковой структуры земной коры и литосферы в целом.

Поэтому степень решения многих проблем тектонического районирования, закономерностей развития осадочных бассейнов, сейсмического районирования и др. не соответствует современному уровню развития геологических наук. Несмотря на накопление за последние десятилетия огромного объема новой геолого-геофизической информации, уровень ее обобщения и осмысления с геодинамических позиций остается недостаточным. До конца не осознана острая необходимость таких работ с целью повышения геологической и экономической эффективности всех видов геолого-геофизических и научных исследований, хотя имеются объективные условия восполнить этот пробел и по-новому представить геодинамическую модель рассматриваемого региона. Представленная статья является шагом в этом направлении.

В свете концепции тектоники литосферных плит палеогеодинамика Крымско-Черноморского региона определяется положением и наклоном коллизионных швов (сутур). Поэтому его современное строение представляет коллаж разновозрастных островодужных террейнов, микроконтинентов между Африканско-Аравийской и Евразийской литосферными плитами как результат последовательного проявления дивергентных и конвергентных геодинамических процессов в фанерозое. При составлении геодинамической модели (рис.1) использована новая геолого-геофизическая информация по Крыму, Причерноморью, акваториям Черного и Азовского морей, а также опубликованные данные по прилегающим регионам Турции, Болгарии, Румынии [18, 20], по Предкавказью и Закавказью [11].

В Геодинамической модели выделено четыре группы плит, микроконтинентов и террейнов различного возраста. На севере обособлена группа палеозойских плит и террейнов -Лавразийская, Украинская и Скифская. Южной границей Лавразийской плиты служит Главный Донецкий надвиг (Донецкая сutura) южного падения [6, 17]. Украинская плита ограничена с юга Дунайско-Терской (в пределах Крыма - Северокрымской) сутурой также южного падения.

По нашим представлениям эти две сутуры сливаются на восточном окончании Украинской плиты в северном Каспии. Далее на востоке продолжение Дунайско-Терской сутуры должно идти на соединение с Главным Уральским надвигом (ГУН), то есть Уральской сутурой восточного падения. Представляется, что на юге Прикаспийской впадины эта сutura с юга и юго-востока ограничивает Астраханско-Актюбинскую систему поднятий, в геодинамическом понимании представляющую собой крупный островодужный террейн или микроконтинент Асак, перекрытый более молодыми комплексами перми и мезо-кайнозоя Прикаспийской впадины. Система надвигов, ограничивающая Асак с севера, по-видимому, на запад продолжается в Северный Донбасс, в зону Преддонецкого краевого прогиба.

С юга к Украинской примыкает Скифская плита. Надвигание Скифского орогена на север обусловило формирование краевого прогиба (Причерноморского или Предскифского) позднепалеозойского возраста [3, 6]. Южная граница Скифской плиты определяется положением Крымско-Кавказской сутуры северного падения и северным отрезком сутуры

Печеняга-Кастамону южного падения. Восточнее Украинской плиты Скифская плита переходит в Туранскую, южная граница которой проходит через районы Апшерона и Челекена по юго-восточному продолжению Крымско-Кавказской сутуры.

Южнее описанных плит располагается группа мезозойских микроконтинентов и террейнов Евразии, к которой относятся Родопия, Мизия, Крымия, Кавказия, Дзирулия и Малокавказия (рис.1). Южной границей этой группы являются Интрапонтидская и Севан-Акеринская сутуры северного падения.

Мизия на юго-западе граничит с Родопией по Балканской сутуре южного падения [4], а в районе Восточных Карпат ее границей является Северинская сутура западного падения. Этой геодинамической обстановкой обусловлено формирование Предбалканского и Предкарпатского краевых прогибов, а также формирование Тимок-Среднегорского рифта за счет задугового спрединга в тылу Балканско-Северинской зоны субдукции и коллизии.

На северо-востоке, востоке и юго-востоке Мизийская плита ограничена сутурой Печеняга-Кастамону, падающей под микроконтинент, на что указывают складчатые комплексы активной окраины Центральной Добруджи и зоны Кастамону с коллизионными гранитоидами [20].

Восточнее Мизии располагается Дзирулия с наложенной Восточночерноморской кайнозойской впадиной рифтогенного происхождения. На севере Дзирулия, поддвигаясь, граничит через аккреционную призму с террейнами Крымия и Кавказия, а на востоке с микроконтинентом Малокавказия по северному продолжению Левантийского левостороннего сдвига.

Южнее Интрапонтидской и Севан-Акеринской сатур северного падения располагается группа мезозойских и кайнозойских микроконтинентов и террейнов Малой Азии, объединяемых в Анатолийскую плиту. Границами между террейнами являются Измир-Анкарская и Иннер-Таврская сутуры северного падения. С юга эта группа ограничена Загросско-Кипрской сутурой, по которой Альпийско-Гималайский пояс граничит с Аравийской и Африканской плитами. При составлении этой части геодинамической модели мы придерживались варианта, приведенного в [19].

На геодинамической модели обозначены зоны рифтогенеза различного возраста. О большинстве из них уже говорилось выше. В пределах Украинской плиты рифтогенез имел место и в триасовое время. На это указывают комплексы пород рифтогенного вулканизма в Восточном Предкавказье [11] и в Западном Причерноморье. Этот рифтогенез, по-видимому, соответствует северной ветви спрединга дивергентного этапа развития океана Тетис. Возможно, он является следствием задугового спрединга в тылу Донецкой зоны конвергенции, по которой Украинская плита надвигалась к северу на пассивную окраину Лавразии.

Южнее Украинской плиты рифтогенез и спрединг триас-нижнеюрского возраста соответствует этапу раскрытия океана Тетис с образованием микроконтинентов и террейнов Лавразийского и Гондванского происхождения. Более молодые рифтогенные структуры формировались за счет задугового спрединга на конвергентном этапе развития.

На рис.2 примерно по меридиану г.Симферополя суммированы данные о геолого-структурном строении региона с геодинамической интерпретацией [1-4, 13-15 и др.], а также материалы палеомагнитных и геодинамических реконструкций, проведенных разными авторскими коллективами в Крыму и прилегающих территориях и акваториях Альпийско-Гималайского пояса. За основу глобальных реконструкций Тетиса была принята модель Л.П.Зоненшайна, М.И.Кузьмина и Л.М.Натапова [7], Н.А.Богданова, В.Е.Хаина и др. [1], по Крыму - палеомагнитные реконструкции Д.М.Печерского и В.А.Сафонова [9] и многие другие. Модель эволюции составлена в виде 12 разрезов по наиболее представительным возрастным срезам на геохронологической шкале (рис.2). В отличие от предшествующих схем, построения выполнялись в одинаковом вертикальном и горизонтальном масштабе 1:10000000. При этом учитывалось строение и размеры сходных по геодинамике современных зон конвергенции и их фрагментов. Существенные различия с предшествующими глобальными моделями заключаются в структурно-геодинамическом обосновании иного направления падения региональных коллизионных швов (сутур), которые ранее в Крыму не выделялись, и в использовании новых данных по геологии полуострова.

Палеозойская геодинамика рассматривается лишь предположительно, так как породы этого возраста в основном скрыты под мезозойско-кайнозойским чехлом и относительно мало изучены. Более определенно можно судить о расположенном севернее Складчатом Донбассе, где согласно новой геодинамической модели установлено наличие и южное падение сутуры [17].

Это явилось основанием для выделения микроконтинента Украинской плиты

(Украинии), которая, как и Скифия, в конце палеозоя причленилась к Лавразии. Следует сразу отметить, что выделение микроплиг и террейнов корректно лишь в палеогеографическом смысле (в период существования вокруг них зон конвергенции и дивергенции). После коллизии, нарастив край более крупной плиты, они уже входят в ее состав, теряя название. Последующий рифтинг и спрединг отделяет фрагменты (по зонам, не совпадающим с сутурами), которые и получают иные наименования.

Южнее Украинии* располагалась зона конвергенции, выделяемая как Северокрымская или Дунайско-Терская позднепалеозойская сутура. Судя по расположению амагматических комплексов палеозоя, она также имела южное падение, хотя в более восточных районах, например на Кавказе, падение палеозоны конвергенции иногда считается северным. В обоих случаях к концу палеозоя здесь происходили коллизия Лавразии с микроконтинентами Украиния и Скифия с закрытием части океана Палёотетис.

Следующим крупным этапом в геодинамике было рифтогенно-спрединговое раскрытие океана Тетис в поздне триасово-раннеюрское время. Это подтверждается и палеомагнитными, и формационными данными. Во-первых, определены совместимые палеошироты в позднепалеозойско-раннетриасовых породах зон Истамбул и прилегающей Евразии [19]. Во-вторых, флишевая формация таврической серии в Горном Крыму и сходная в более северных районах Равнинного Крыма, имеют преимущественно кварцевый мономиктовый и олигомиктовый состав обломков. Это свидетельствует о дивергентном, а не конвергентном происхождении флиша. Дистальные глубоководные разности флиша, исходя из строения современных аналогов, формировались на субокеанической и океанической коре Тетиса. В последующем они были сорваны с основания, сформировав современную аккреционную призму. О рифтогенно-спрединговом этапе свидетельствуют спилиты, и дайки синхронного базитового вулканизма в Предгорном и Равнинном Крыму [2].

Триас-раннеюрская дивергенция привела к отрыву от края Лавразии не менее трех террейнов -Горнокрымского (Крымии), Мизийского (Мизии) и Дзирульского (Дзирулии). В соответствии с глобальной реконструкцией, оси спрединга располагались в тылу Киммерийской энсиматической дуги, и сам процесс считался задуговым [7]. Однако большая ширина сформированного бассейна с океанической корой между Лавразией и Крымией позволяет считать это как один из возможных вариантов. Видимо, в краевой части Лавразии располагалась самостоятельная зона или ветвь спрединга, раскрывающая Тетис Согласно палеомагнитным реконструкциям [9], к ранней юре ширина океана между Лавразией и Крымией достигала 1700 км. Средняя скорость спрединга составляла 2,5 см/год.

В среднеюрское время появляются признаки конвергенции. Это андезитовый островодужный вулканизм в Горном Крыму и последующее уменьшение расстояния между Крымией и Евразией (Евразия понимается как часть Лавразии после ее раскола по Атлантическому океану). Согласно современным актуалистическим аналогам крымский островодужный магматизм не мог располагаться над субвертикальным "глубинным разломом". Все современные конвергентные вулканические пояса размещены не над выходом зоны субдукции на поверхность, а на расстоянии 100-500км по падению от нее [12]. Это расстояние определяется наклоном плоскости зоны Беньюффа под вулканический пояс, где на глубине 50-150км происходит магнообразование. При этом в нашем случае следует учесть поправку на значительное, в 1,5-2 раза, тангенциальное сжатие нынешних структур, вмещающих магматиты, за счет надвигов, интенсивных складок и меланжей. Например, Карадагский вулкан почти стоит на головах, а фрагменты других магматических комплексов расположены в зонах Симферопольского, Соколинского, Подгорного и Южнобережного меланжей [16]. Учитывая общую южную конвергентность структур Горного Крыма, островодужный магматизм мог быть связан лишь с зоной конвергенции, расположенной 100-500км южнее, что отображено на среднеюрском возрастном срезе рисунка. Поскольку вблизи Крыма в среднеюрских образованиях отсутствуют признаки субдукции, зона конвергенции могла находиться лишь южнее террейна Мизия.

Аналогичная зона конвергенции располагалась у активной окраины Евразии. Это подтверждается сокращением расстояния между Крымией и Евразией по палеомагнитным реконструкциям [7] и данным изотопного датирования магматитов и метаморфитов на Октябрьской площади Равнинного Крыма [2]. О том же свидетельствует накопление мощной толщи битакских конгломератов, в обломках которых нами обнаружены абиссальные радиолариты. Северное, а не южное падение мезозойской Предгорной сутуры было обосновано ранее [3, И, 15].

В позднеюрскую эпоху сближение Крымии и Евразии продолжалось, что подтверждается теми же-данными, что и для средней юры. К ним относятся изотопные датировки динамометаморфитов в Предгорной сутуре на Симферопольском поднятии. В

южной части Горнокрымского террейна с келловея до кимериджа известны мощные толщи конгломератов. В стратиграфическом разрезе по оврагу Тапшан-Гя, в 6 км к СВ от г. Алушты, в основании двухкилометровой толщи конгломератов южного сноса среди галек нами обнаружены радиоляриты и другие темноцветные глубоководные породы. Они свидетельствуют о размыве аккреционной призмы, сформированной скрэпингом первого слоя океанической коры. Выше по разрезу появляются хорошо известные в литературе гальки осадочных, метаморфических и магматических пород вплоть до гранитов, отражающих разрыв древней континентальной коры Мизии или Дзирулии. Таким образом, можно полагать, что в это время происходило схождение Крымии и Мизии (Дзирулии) с полной субдукцией океанической коры, а затем коллизия террейнов с образованием к концу поздней юры сuture южного падения (рис.2).

К раннему мелу океаническая кора Тетиса между Крымией и Евразией была полностью уничтожена и произошла коллизия. При этом продолжалось формирование мощной коллизионной молассы (байраклинские конгломераты и другие терригенные толщи) и олистостромового комплекса. Активный андезитовый вулканизм за счет магмогенерации в тыловой части зоны конвергенции хорошо известен в Равнинном Крыму. Его положение относительно Предгорной сuture юрско-нижнемелового возраста вполне соответствует актуалистическим аналогам подобных зон. Полоса нижнемеловых вулканов, судя по данным бурения и положению аномалий магнитного поля, расположена в 50-100 км севернее сuture. С учетом горизонтального сжатия фронта этой зоны, расстояние, видимо, было больше. Подтверждением коллизии являются также находки нижнемеловых пород среди обломков Симферопольского меланжа, связанного с Предгорной сuture [13].

К концу раннего мела коллизия завершилась, нарастив южный край Евразии приращением Крымии с Мизией, а восточнее и с Дзирулией. Это подтверждается и палеомагнитными данными. В тыловой части коллизионной зоны за счет задугового растяжения сформировался Северокрымский прогиб. Южнее, согласно глобальным реконструкциям [7], оставалась значительная часть незакрытого океана и пассивная окраина Африканского континента. Океаническая кора Тетиса продолжала субдуцироваться в северном направлении под активную окраину Евразии с вулканической дугой, называемой Малокавказской. В результате конвергенции, в задуговой зоне сформировалась предрифтовое поднятие. С него по пластичным глинам нижнего мела произошло сползание к северу олистолитов и олистоплак верхнеюрских известняков. Ныне в Горном Крыму они залегают не только на юрских, но и на нижнемеловых толщах (Долгоруковский, Чатырдагский, Гасфорта, Халыч-Бурук и др.). Иногда на них сохранились "свои" толщи нижнего мела. Амплитуда гравигенного сползания олистолитов оценивается в 10-30 км.

В позднем мелу продолжающаяся на активной южной окраине Евразии субдукция привела в задуговой части не только к рифтогенезу, но к *концу* эпохи и к задуговому спредингу с открытием океанической коры во впадинах Черного моря. Вулканическая дуга, называемая Аджаро-Триалетской, по сути была той же Малокавказской и располагалась почти там же. В палеогене океаническая кора Тетиса была почти полностью субдуцирована, тогда как задуговой бассейн достиг значительных размеров 0,9х3 тыс. км. Последний включал четыре впадины с океанической корой: Западночерноморскую, Восточночерноморскую, Большекавказскую и Южнокаспийскую, образовавшие Паратетис [7]. Последний отделил от Евразии микроконтинент Понтию.

В конце палеогена те же процессы, но с большей скоростью, привели к полному поглощению океанической коры Тетиса и к коллизии террейнов Анатолии и Понтии. В результате сформировались сuture Интрапонтидская, Измир-Анкарская и др. [19]. Продолжающееся раскрытие впадин Паратетиса было блокировано субдукцией, а затем и коллизией пассивной окраины Аравийской плиты в районе Малого Кавказа. Эта коллизия уничтожила Больнекавказскую океаническую впадину и расчленила Паратетис, отделив черноморские впадины от Южнокаспийской. Результатом коллизии была активность вулканического пояса Аджаро-Триалетской дуги и формирование Индоло-Кубанского прогиба с мощными глинистыми толщами майкопской серии.

Миоценовый задуговой спрединг во впадинах Черного моря и сжатие со стороны сталкивающихся террейнов Анатолии и Аравийской плиты привели в южной части Горного Крыма и на континентальном склоне к формированию складок и надвигов. Вдоль Крымско-Кавказского побережья они отражают тыловую квазисубдукцию новообразованной субокеанической коры Черного моря под Евразию. При этом происходило сдирание осадочного чехла с основания и смятие его в складки южной вергентности. Такие складки хорошо видны на профилях морской

сейсморазведки [10 и др.].

Вместе с надвигами, по палеомагнитным и структурным данным, отраженным в глобальных реконструкциях, вдоль всей южной окраины Евразии от Индии до Карпат, фиксируются очень высокоамплитудные правые сдвиги. В Крыму достоверных данных о наличии таких крупных сдвигов пока нет, хотя сдвиговая составляющая в надвигах присутствует. Они есть в Турции, где известен Северо-Анатолийский правый сдвиг значительной амплитуды. Мощная сдвиговая составляющая в зоне схождения Евразии с Африкой и Аравией, видимо, определяла положение и форму задуговых впадин Паратетиса. Так, в сдвиговой модели диагональное к основной субширотной зоне положение удлинений Восточно- и Западночерноморской впадин с разделяющим их Центрально-Черноморским поднятием, хорошо объясняет форму и последующие дислокации этих образований. Другие зоны задуговых бассейнов Мира имеют более соподчиненные простирания с зонами конвергенции и более изометричную форму окон океанической коры. Среди многочисленных моделей раскрытия Черноморского бассейна [7, 18, 19 и др.] существуют и такие, которые допускают значительную роль продольных и секущих сдвигов большой амплитуды [8 и др.].

В плиоцен-четвертичное время геодинамический режим региона не изменился. Продолжающаяся квазисубдукция субокеанической коры Черного моря под Горный Крым формировала аккреционную призму с надвигами северного падения, редкими ретронадвигами, складками и дуплексами в отложениях мезозоя и кайнозоя. Наиболее крупные надвиги имели мощные зоны дезинтеграции пород и выделены как Южнобережный и Подгорный меланжи по породам таврической серии и средней юры. Сейсморазведкой в прилегающей акватории также выщеляются многочисленные пологие надвиги. Наиболее крупные из них - Южнокрымский и Северочерноморский, прослежены вдоль всего Крыма. Складки имеют принадлежность к происхождению, южную vergentность и молодой возраст. Это следует из деформаций неоген-четвертичных отложений, положения на крыльях растущих складок зон выклинивания и из значительной сейсмической активности Главной сейсмогенной зоны Крыма. Результат современных движений выражен в линейности Главной гряды Крымских гор, береговой линии, узкого шельфа и континентального склона. Вертикальная составляющая современного надвигания суммирована в 3,5-километровом перепаде рельефа от абиссали моря до вершин гряды. Поднятие и асимметрия Крымских гор объясняется поддвижением под них аккреционного клина мезозойско-кайнозойских дуплексированных толщ. Предложенная модель приводит в соответствие, с одной стороны, сложную дислоцированность молодых отложений и, с другой, - отсутствие смятия на поверхности яйл, которые, как и две более северные гряды, имеют региональный наклон к северу. Классической зоны субдукции в основании континентального склона Крыма нет. Здесь отсутствуют желоб, тыловой и междуговой бассейны, задуговой вулканизм и др. Однако присутствуют такие ее признаки как аккреционный клин дислоцированных осадков, лежащих на субокеанической коре; отрицательная аномалия силы тяжести; сейсмичность; повышенный геотермический градиент в тыловой зоне и др. Поэтому такой тип субдукции назван квазисубдукцией.

В заключении следует отметить, что представленная модель, как и предшествующие, имеет ряд нерешенных проблем и требует уточнения данными палеомагнитных, структурных и формационных исследований в этом очень сложно построенном сегменте Альпийско-Гималайского складчато-надвигового пояса. Существуют неоднозначные трактовки направления падения и возраста офиолитовых швов Малой Азии, разные интерпретации генезиса Паратетиса, строения и выделения некоторых террейнов, микроконтинентов и др. Решение этих проблем, с учетом деталей строения отдельных регионов, позволит создать более однозначную модель, что возможно при объединении усилий большой группы исследователей разных стран.

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Короноеский Н.В. и др. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М-б 1:5000000 // РАН. - М. -1994. - 78 с

2. Геология СССР, т. VIII, часть 1. Крым. Геологическое описание М.: Недра, 1969. - 575 с

3. Герасимов М.Е. Глубинное строение и эволюция южной окраины Восточно-Европейской платформы по сейсмостратиграфическим данным в связи с нефтегазоносностью. Докл. дисс доктора геол.-минер. наук. - М.-1994. -75 с

4. Герасимов М.Е. Геодинамика и нефтегазоносность Черноморского региона // Геология нефти и газа. - М. -1995. - №8. - С. 4-11.

5. Герасимов М.Е. К вопросу тектонического районирования Черноморского региона // Международная конференция "Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли". - Киев. -1996. - С. 142-144.

6. Герасимов М.Е., Юдин В. В. Геодинамическая эволюция Азово-Черноморского региона и нефтегазоносность //

- Тектонические и палеогеоморфологические аспекты нефтегазоносноеTM. Тезисы докладов международной конференции. - Украина. -1996. - С. 37-38.
7. *Зоненишин Л.П., Кузьмин М.И., Нунанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М: Недра, 1990. - 334 с
8. *Котт М.Л., Хаин В.Е.* Раннемеловые тектонические покровы севера Альпийского пояса Европы и их возможная природа // Докл. АН. -1996. - Т. 346, №2. - С. 226-230.
9. *Печерский Д.М., Сафонов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре-раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника, 1993. - №1. - С. 96-105.
10. *Терехов А.А.* Основные черты строения прикрымской части Черного моря // Структурная геология Крыма.- Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР. -1989. - CV 97-104.
11. *Туртуков Г.Л.* Триасовый вулканизм в Восточном Предкавказье и его влияние на формирование локальных структур // Геология нефти и газа. -1991. - Jft3. - С. 26-29.
12. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. - М.: МГУ. -1995. - 480 с
13. *Юдин В.В.* Симферопольский меланж // Докл. РАН. -1993. - Т333, №2. - С. 250-252.
14. *Юдин В.В.* Новая модель геологического строения Крыма // Природа. -М. -1994. - №6. - С. 28- 31.
15. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма и последствия землетрясений//Геодинамические исследования в Украине.- Киев. -1995. - С 36-44.
16. *Юдин В.В.* Меланжи Крыма//МЗжнр. конф. Глибинна будова Літосфери та нетрадиційне використання надр Земель Тез. доп. - Кит: 1996. - С. 62-63.
17. *Юдин В.В., Артеменко В.М.* Нова сбалансована модель складчастого Донбасу. Сучасний металогешчний прогноз // Мінеральні ресурси України. - 1996. - Jft2 - С. 14-16.
18. *Gorur N.* Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics: 1988. -147. - P. 247-262.
19. *Aral J. Okay, AM. Celal Sengor, N act Gorur* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology: March 1994. - \21. - P. 267-270.
20. *Osman Yibnaz, Durnua Boztug* Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Paico-Tethys // Geology: February 1986. - V.14. - P. 179-183.