

111. Юдин В.В., Ключко А.А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг). В кн.: “Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ)”. Материалы конф. “Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов”. Симферополь, “Таврия-Плюс”, 2001. С.169-178.

Юдин В.В.¹, Ключко А.А.².

1. Крымское отделение УкрГГРИ, г. Симферополь. Украина

2. Московский государственный университет. Россия

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО КРЫМА (КАРАДАГ).

Карадагом называют горную группу Восточного Крыма между поселками Планерское, Курортное и Щebetовка, состоящую из трех дугообразных хребтов, сложенных терригенно-вулканогенными и терригенно-карбонатными комплексами мезозоя [2]. Геологическое строение района изучалось более 100 лет. История взглядов на стратиграфию и тектонику достаточно подробно отражена в ряде монографий [2,3,4], а также во многочисленных статьях и рукописных работах.

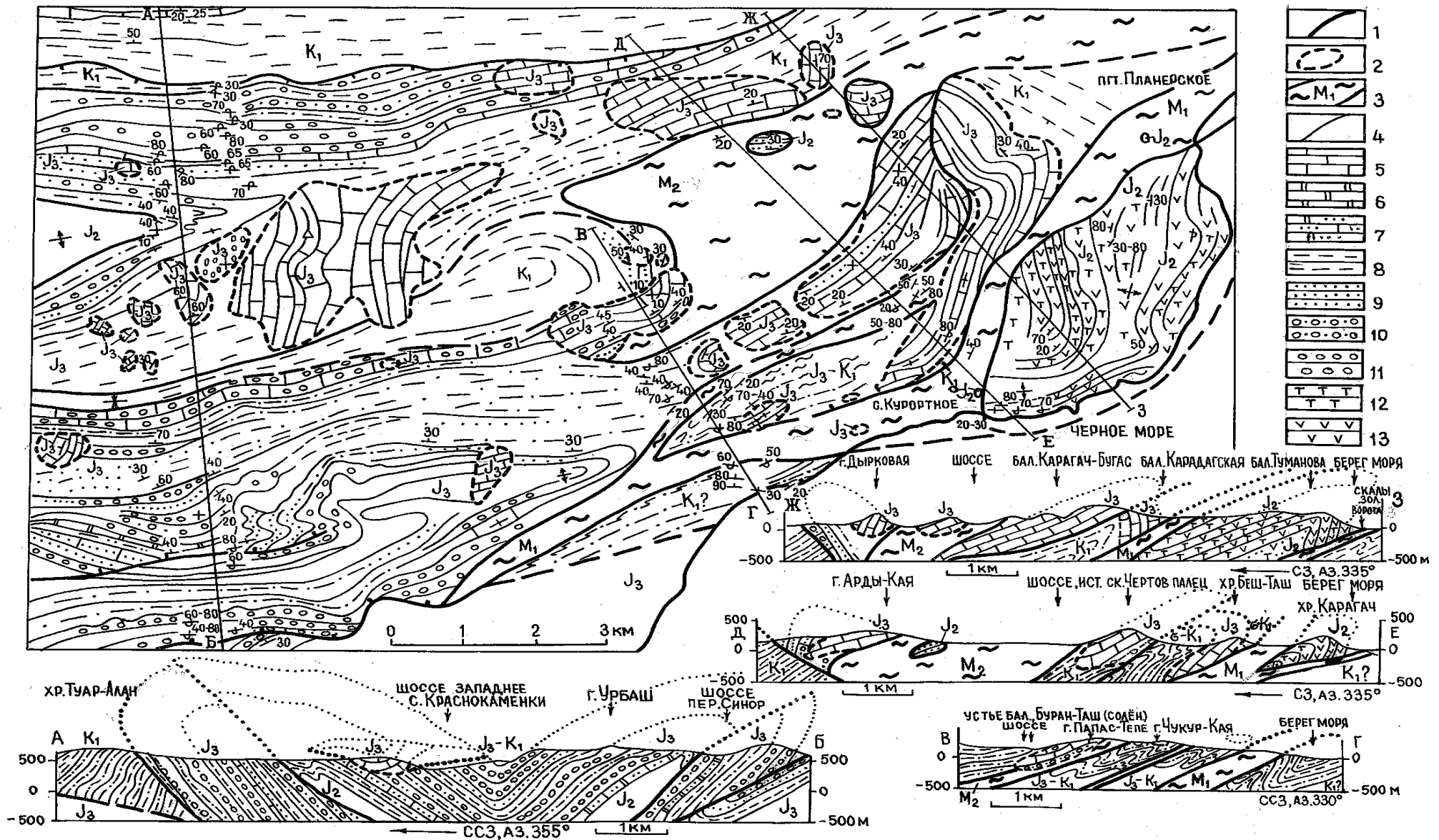
Стратиграфическое расчленение мезозойских толщ весьма противоречиво, что отмечали все предшествующие исследователи. Это обусловлено очень сложным геологическим строением и применением разных стратиграфических схем с выделением многочисленных свит не подкрепленных достаточными биостратиграфическими определениями. Например, стратотип ургулийской свиты (тоар-байос) расположен в 100 км западнее у с. Трудолюбовки во фрагменте Симферопольского меланжа другой структурно-формационной зоны с такими же проблематичными взаимоотношениями со вмещающими толщами [9]. Карадагская свита (байос-бат по [3], [4]) также не имеет стратиграфических контактов с выше и ниже лежащими свитами. Кроме того, она неоднозначно описана в последовательности напластования из-за разной трактовки структуры Берегового хребта. Копсельская свита (бат-келловей) по данным разных исследователей также противоречива в региональной интерпретации не говоря о соотношении ее со вмещающими комплексами и картируемой впоследствии тапшанской сви-

той. Анализ этих и других свит показывает, что они больше запутывают, чем проясняют картину тектоники этого сложнопостроенного района.

Время проявления вулканизма здесь датировалось также по-разному: как байосское, байос-батское, келловейское, посткелловейское, кимеридж-титонское, позднеюрско-раннемеловое [2,3,4]. Как следствие, геологические модели строения Карадага не могут считаться достоверными, что отмечалось почти во всех последних работах. К этому можно добавить структурную несбалансированность (геометрическую некорректность) карт и разрезов, не позволяющих вывести дислоцированные комплексы в доскладчатое положение.

Общим в представлениях большинства исследователей был среднеюрский возраст песчано-алевролитовой и вулканогенной толщи, оксфорд-кимериджский возраст известняков и конгломератов, титон-берриаский – флишоидной песчано-известняково-глинистой толщи с конгломератами. В последние годы наметилась тенденция к “омоложению” возраста комплексов и приближению схем к первоначальным представлениям А.Е. Лагорио 1897 года.

Еще более противоречиво в предшествующих работах отражалась тектоника района, которая не расшифрована до настоящего времени. Согласно фундаментальной работе [3], Судакско-Карадагская система складок относилась к “Туакскому антиклинорию”, хотя дивергентная структура здесь скорее напоминает сложную синклиналь, чем антиклиналь (рис. 1). Карадагский вулканический массив понимался, как моноклираль, пологая синклиналь, крутое крыло синклинали и др. В результате стратиграфический разрез Берегового хребта (снизу вверх) описывался от берега к северо-западу [2, стр.62], что по нашим данным некорректно. Кроме этого, в районе выделялись: блоки, ограниченные прямолинейными или кольцевыми субвертикальными разломами (Карадагский, Святой Горы); разноориентированные поперечные сбросы и сдвиги; по-разному интерпретируемые взбросы и надвиги со смещениями аллохонтов на ССЗ или наоборот на ЮЮВ; разные по форме, вергентности и интенсивности складки; грабены, горсты и т. д.



с. 1. Сбалансированная геологическая карта и разрезы Карадага и прилегающих районов. (Составил В. В. Юдин) 1 – эндогенные разрывы; 2 – гравигенные разрывы в основании олистолитов; 3 – меланжи: М₁ – Карадагский, М₂ – Щебетовский; 4 – стратиграфические границы; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – известняки, доломиты, песчаники; 8 – глины и алевролиты; 9 – песчаники; 10 – гравелиты; 11 – конгломераты; 12 – туфы; 13 – эффузивы.

Нельзя не отметить, что первые исследователи района К.К.Фохт, Д.В.Соколов, А.Д.Архангельский, Н.А.Преображенский и др., еще в 30-х годах отмечали здесь признаки значительных надвигов, а Д.В.Соколов в 1925 г., указывая на аллохтонность Карадага, называл его “громадным отломком”, перенесенным тектоническими силами. Более подробно история этих незаслуженно забытых исследований отражена в работе [5]. После 60 лет господства представлений разломно-блоковой тектоники, в мобилистских интерпретациях здесь выделялась аллохтонная Карадагская пластина, ограниченная тектонитом одноименного надвига и Планерского сдвига [5]. В тектоните были описаны глыбы пород разного состава с фауной средней и верхней юры. В последней работе [1] карадагский комплекс отнесен к самостоятельной сдвиговой пластине, отделенной зоной терригенного меланжа.

Большинство исследователей, принимая несомненно крутое падение толщи в Береговом хребте, описывали в нем многочисленные “дайки” и “пластовые интрузии” [2,3,4 и др.]. В действительности эти тела являются поставленными “на голову” вместе с рамой лавовыми потоками. Об этом свидетельствуют наблюдения кровли – подошвы, подушечная и столбчатая отдельности в потоках, а также радиальная отдельность в ныне субгоризонтально расположенных палеожерлах. Поэтому весьма дискуссионным является выделение в современной интенсивно сжатой структуре Берегового хребта кольцевых и радиальных разломов, кольцевых магматических структур [2].

Это допустимо лишь после или с учетом палинспастической реконструкции, на палеогеографическом плане – то есть после возвращения субвертикально поставленного крыла складки в первоначальное горизонтальное положение. Геометрически невозможным с позиций баланса смещений является рисовка на изданных картах S-образного в плане и короткого по простиранию Карадагского разлома – надвига, зона которого интерпретируется нами, как слабо подорванный свод одноименной антиклинали.

Не меньше противоречий в отражении строения разномасштабных интенсивных складок и разрывов, расположенных к западу. Хаотическое распространение типов пород объяс-

нялось здесь резкой фациальной изменчивостью, ундуляцией шарниров или вертикальными смещениями блоков, образующих структуру типа “битой тарелки”. В результате, на геологических картах и разрезах отражались не похожие друг на друга структуры.

Создается впечатление, что каждый новый исследователь, не находя подтверждения предшествующим построениям, был вынужден создавать новую модель строения, обоснованную иными геологическими данными. Такая закономерность весьма характерна в районах распространения хаотических комплексов, которые здесь не картировались и не выделялись. Исключениями являются работы Ю.В.Казанцева [5], который описал в северном обрамлении Карадагской пластины довольно широкую полосу распространения “тектонитов” и отразил ее на схематической карте рис. 12, а также упомянутая выше работа [1].

Возраст образования дислокаций оценивался также неоднозначно. Одна группа исследователей считала, что складкообразование происходило в конце юры и имело конседиментационный характер [3, стр.369]. Другая группа, отрицая наличие регионального сжатия и складкообразования считала, что деформации проявлялись в неоген-четвертичный период в виде равномерного без перекосов движения блоков по субвертикальным разломам [2, стр. 91,99].

Вышеотмеченные противоречия в трактовке стратиграфии и тектоники района, а также отсутствие общепринятой модели строения привели к необходимости применения иной методики изучения, известной для составления сбалансированных карт и разрезов. Она заключается в детальном изучении наиболее обнаженных и представительных полос вдоль составляемых вкрест простирания тектонотипических разрезов. В этих полосах изучение залегания пород, взаимоотношения комплексов и их характеристика на разных гипсометрических уровнях вдоль разреза проводились непрерывно в отличие от традиционного точечного метода наблюдений при геологической съемке. В наиболее сложных и дискуссионных участках были сделаны дополнительный сбор фауны и маршруты оконтуривания отдельных потенциально аллохтонных массивов. Геологическая ситуация выносилась на детальную карту с по-

следующим составлением разрезов в одном вертикальном и горизонтальном масштабах. При этом использовались разномасштабные аэрофотоснимки, перспективные фотопанорамы, фото отдельных объектов, а также объективные данные предшествующих построений. Следует отметить, что ранее такие разрезы не составлялись совсем или имели характер рисунков-схем, отражающих представления авторов. При геологической съемке они строились в обратной последовательности уже после составления геологической карты, а не наоборот, что не позволяло балансировать их между собой. Структуры в тектонотипических разрезах увязывались с учетом детального дешифрирования аэрофотоматериалов и интерпретаций предшествующих исследователей. При этом, рассматривались многочисленные противоречивые модели строения и выбирался геометрически наиболее возможный вариант, допускающий палинспастическую реконструкцию, не противоречащую общей сбалансированной геодинамической модели Горного Крыма [6 – 9 и др.]. Это позволило создать существенно иную геологическую карту и разрезы, представленные на рис. 1.

По разрезу А-Б уточнена морфология строения изоклиальной антиклинали Суук-Су северной вергентности, надвинутой по Южноазовскому надвигу на нижнемеловые толщи, и Тарахташской антиклинали южной вергентности, подорванной с юга Эчкидагским надвигом северного падения. На них и разделяющей Кизилташской синклинали, сложенных параавтохтонным “крымским” комплексом верхнеюрских песчаников и конгломератов залегают аллохтонные олистолиты из верхнеюрских же рифогенных известняков и конгломератов, подстилаемых гравигенно-тектоническими контактами. Часть из них имеет простирания вкrest эндогенных складчатых структур (олистолит Сандык-Кая и др.), что объясняется их поворотами при гравигенном смещении с юга [8,9]. Изучение здесь и в других районах Горного Крыма отдельных массивов и их обрамлений не позволяет согласиться с общепринятым мнением, что они представляют собой “...не удаленные от коренного залегания отторженцы, а фациальные линзы рифовых известняков среди глин” [3, стр.368], а также с тем, что это останцы эндогенно-тектонического покрова, надвинутого с юга (по Ю.В.Казанцеву, С.Е.Смирнову

и др.) или с севера (по В.С.Милееву и др.). Компетентные толщи терригенных пород четко дешифрируются в грядовом рельефе на аэрофотоснимках, позволяя однозначно проследить линейно-брахиформные антиклинали и их замыкания на карте без выделения какой-либо блоковой структуры и поперечных разломов, приводимых в предшествующих моделях строения. Палинспастическая реконструкция дивергентной синформы на разрезе А-Б свидетельствует о том, что зона накопления верхнеюрских конгломератов при складчатости была сокращена в 2,5 раза – то есть на 15 – 20 км.

Разрез В-Г (см. рис.1) пересекает в этой же зоне несколько иные структуры. Вследствие меньшей компетентности толщ по простиранию, интенсивное тангенциальное сжатие привело здесь к меланжированию значительной части осадочных комплексов. В 300-метровой прибрежной юго-восточной части разреза вскрываются интенсивно смятые запрокинутые на юг мелкие складки широтного простирания, сложенные рыхлыми серыми алевролитами с прослоями сидеритов. Ранее эта толща датировалась, как средне- или раннеюрская. Однако, ее слабая литификация, положение в автохтоне и литология в свете нижеприведенных данных позволяет предполагать более молодой, вероятно, раннемеловой возраст. Выше по ручью фрагментарно обнажен меланж по флишоидной толще с кластолитами из редких известняков и песчаников. Последние имеют преимущественное падение $0-330^{\circ} \perp 40-90^{\circ}$ в нормальном и опрокинутом залегании. Они окружены зеркалами скольжения и полностью перетертым матриксом более литифицированным, чем вышеотмеченные алевролиты на юго-востоке. Выше по ручью, под известняковым олистолитом г. Ашламалык выходит 600-метровая полоса интенсивно сжатых лежачих складок ВСВ простирания, сложенных нормальным флишем, после чего вновь обнажена 200-метровая зона меланжа. Северо-западнее в частично меланжированном и засоленном сульфатами флишоиде с падениями $0-330^{\circ} \perp 40-80^{\circ}$ в нормальном и опрокинутом залегании выявляются заброшенные на ЮВ мелкие складки, перекрытые на северо-востоке отдельным известняковым олистолитом г. Чукур-Кая. Ниже по балке Буран-Таш с соленой водой толща песчаников и алевролитов вновь превращена в ме-

ланж, перекрытый ремобилизованным олистолитом г. Папас-Тепе. Контакт олистолита сложный. На севере, в бал. Буран-Таш, он субстратиграфический с перекрытием нижнемеловыми глинами известняков и конгломератов. Восточнее и западнее тот же контакт имеет характер утыкания и тектонического воздействия. Нами он интерпретируется, как вклинивание в матрикс нижнемеловой олистостромы сползшего с юга северного края олистолита. Восточнее и западнее псевдоингерессионный контакт сформирован при оползании олистолита в верхнеюрско-нижнемеловой толще. На юге эндогенно-тектонический срыв образован при последующем неотектоническом сжатии, сформировавшим Щебетовский меланж. Аналогичная картина неоднократно наблюдалась в Горном Крыму [8,9]. Отдельные, более мелкие олистолиты с экзогенно-тектоническими контактами в основании обнажены у шоссе в западной части с. Щебетовка.

Разрез Д-Е от хр. Берегового (Караагач) до г. Арды-Кая оказался наиболее интересным. В юго-западном ограничении хребет сложен вулканогенными толщами, поставленными “на голову” и частично запрокинутыми к югу. Он резко и тупо утыкается в мощную зону меланжа, названного нами Карадагским. Матрикс хорошо обнажен в береговых обрывах. Он представлен перетертыми алевролитами дистального флиша, рассыпающимися по многочисленным блестящим зеркалам скольжения в листочки 0,1-2 см. В отдельных участках матрикса отмечается ориентировка хаотических зеркал скольжения, напоминающих кливаж с падением $320^\circ \perp 10-30^\circ$. В редких кластолитах песчаников и эффузивов, размерами 0,1-0,5 м закономерная ориентировка отсутствует. В 300 м севернее берега у основания обрыва г. Карагач местами отмечаются обрывки мелких хаотично расположенных складок в том числе и с крутым до $70-90^\circ$ падением шарниров, что может свидетельствовать о сдвиговой составляющей при надвигообразовании или о хотическом смятии. Западнее, в матриксе фиксируются два относительно крупных изометричных кластолита из эффузивов, размерами 50x50 м и 5x8 м с зеркалами скольжения по периметру (см. рис. 1). На правом берегу бал. Карадагской присутствуют глыбы до 1-3 x 2-10 м серых известняков, туфопесчаников и кварцевых песчаников

среди бесструктурного матрикса. Падение кливажа-рассланцевания в нем $290-320^\circ \perp 20-50^\circ$.

В северо-западном контакте 1-километровой полосы меланжа под вертикально залегающими оксфорд-кимериджскими известняками хр. Беш-Таш, в глинах со смятыми зеркалами скольжения из белого кальцита и редкими кристаллами гипса были собраны кораллы и криноидеи берриас-валанжинского возраста: *Stylina* cf. *Lamellosa* Trautschold (K₁ b); *Latias-trea* Kaufman; (Koby) K₁ b; *Palaeophyllia grata* Bugrovva (K₁ b); *Isocrinus* Meyer in Aoassir (J₂ – K₂); *Inocrinus lissajouxii* (de Loriol) K₁b-g; *Apiocrinus neocomiensis* (d'Orbigny) K₁b-v; *Apiocrinus chukuensis* Klikushin (K₁b-v). Ранее эта толща относилась к нижней или средней юре, что отражено на всех геологических картах. Однако в новой модели строения находки нижнемеловой и даже предполагаемой кайнозойской фауны в этой зоне вполне логичны и объяснимы. В 7-10 км к ССВ на Планерской площади скважинами под верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями была вскрыта эта же мощная зона дробления, под которой вывлены более молодые олигоценовые глины майкопской серии [5, рис.13]. При последующем изучении керна скважин № 1,2,3 этой площади под юрскими отложениями на глубинах 1,2-1,6 км среди глин с обломками кварцевых песчаников, алевролитов, известняков и кремней, Н.М.Жабиной и Л.Г.Минтузовой была определена фауна нижнего мела и олигоцен-миоцена. Все это подтверждает значительную амплитуду Карадагского надвига и возможность нахождения в его мощном меланже кластолитов из висячего и лежачего крыльев, сложенных юрскими, меловыми и кайнозойскими породами.

Строение этого участка можно интерпретировать в двух вариантах. Или это кластолит нижнемелового возраста в составе меланжа или, что более вероятно, поставленный на голову верхний контакт ремобилизованного Бештакского олистолита. Последний слагает слабо запрокинутое на ЮВ крыло крупной антиклинали, периклиналь которой отчетливо следует по дешифрированию аэрофотоснимков в районе г. Илма-Кая. Многочисленные противоречивые предшествующие модели строения участка при детальном пересечении не подтвердились.

Хребет Беш-Таш в рассматриваемой зоне сложен массивными известняками, местами с конглобрекциями и зеркалами белого кальцита на ЮВ контакте. Породы слабо запрокинуты на ЮВ и падают $300^\circ \angle 80^\circ$. В северо-западном контакте (подошве олистолита) отмечена широкая зона известняковой дресвы в глинистом матриксе с редкими изометричными глыбами известняков, размерами 1-5 м. Далее дресва сменяется полностью перетертыми серыми алевролитами с кластолитами кварцевых песчаников (0,1-0,5 м) и фрагментами нормальных и запрокинутых крыльев складок. Несмотря на хаотическую структуру меланжа по флишоидной толще, в нем намечается в целом СВ простирание кластолитов и ЮВ вергентность фрагментов складок.

В северо-западном контакте меланжа появляются гравки песчаников, переходящие в 50-метровую послойно потертую толщу переслаивания карбонатных конгломератов с глауконитом и глин с кристаллами гипса. Она хорошо следится по простиранию и падает $320^\circ \angle 40-50^\circ$. Ранее эти породы датировались по литологическому сходству, как келловей-оксфордские, как раннеюрские или поздне триас-раннеюрские. Однако, в карбонатном цементе 1,5-метрового пласта конгломерато-песчаника с обильной фауной белемнитов, ежей, брахиопод, кораллов, гастропод и др., была определена фауна берриаса (берриаса-готерива): *Apiocrinus neocomiensis* (d'Orbigny) K_{1b-v}; *Apiocrinus ohukuensis* Klikuchin (K_{1b-v}); *Pseudomelania jaccardi* Piet et Camp (K_{1g}); *Moutonithyris Kazakaschi* Moiseev (K_{1br}); *Psilothyris airgulensis* Moiseev in Smirnova (K_{1b}); *Cucullaea gabrielis* Leymeria (K_{1b-g}). Нижнемеловая толща перекрывается более древними верхнеюрскими известняками с аналогичным падением $320^\circ \angle 20-40^\circ$. В слабо обнаженном контакте отмечаются развалы песчаников.

Вышеизложенное позволяет существенно изменить предшествующие представления о структуре. Ее можно интерпретировать, как надвиг келловей-оксфордских известняков на нижнемеловую толщу, либо как северо-западное крыло антиклинали, сложенной нижнемеловой олистостромой с Балалыкайским олистолитом из верхнеюрских известняков. Материалы дешифрирования и обоснование региональной нижнемеловой олистостромы в Горном Кры-

му [8,9] позволяет считать более вероятным второй вариант. Переклираль, четко дешифрируемая по известняковым олистолитам, расположена на простирании крупной Тарахташской антиклинали и является ее продолжением. Это позволяет создать структурно сбалансированную модель строения. История формирования объекта следующая. В конце нижнего мела с юга произошло смещение в бассейн олистолитов из верхнеюрских известняков [8]. В неоген-четвертичное время весь комплекс был смят в крупную асимметричную Тарахташскую антиклиналь с меланжированием толщ ядра и частичным срывом свода.

Выделение в районе г. Балалы-Кая (Чертов палец) Балалыкайской антиклинали [2] или Легенерской синклинали [3] некорректно. В северо-западном и южном обрамлении олистолита под пологопадающими известняками выходит бесструктурная толща с обломками песчаников аналогичных нижнемеловым и крупные глыбы известняков. Этот микстит гравитационного происхождения переработан последующими неотектоническими движениями, что наблюдается у шоссе Щебетовка – Курортное.

К северо-западу от Балалыкайского олистолита расположена 2,5-километровая полоса слабообнаженных глин с сидеритами и песчаников. Ранее здесь выделялась Щебетовская синклиналь, выполненная среднеюрскими отложениями. Детальное рассмотрение естественных и искусственных обнажений в полосе пересечения показало повсеместное развитие тектонического меланжа, названного нами Щебетовским. Матрикс представлен серым размокающими глинами с бесструктурным смятием и обилием сплошь хаотичных зеркал скольжения. Лишь у подножия г. Арды-Кая отмечаются фрагменты мелких лежачих складок и зеркала из белого кальцита. Возраст глин матрикса в свете новых данных, возможно, раннемеловой и даже кайнозойский, но фаунистически пока достоверно не обоснован, как и предшествующий среднеюрский. Глыбы-кластолиты в южной части меланжа представлены изометричными обломками песчаников и мраморовидных известняков, размерами до 0,1-0,5, реже 1-2 м. В северной части размеры кластолитов увеличиваются до 2-5 м. Наиболее крупный из них 300x700 м сложен песчаниками, наклоненными на С и СВ под углом 30° (см. рис.1). Он

тупо утыкается в перетертый глинистый матрикс. Два км восточнее в этой же зоне расположен более крупный кластолит из ремобилизованного известнякового олистолита, а еще восточнее – мелкие глыбы из магматитов (см. рис. 1). На востоке Щебетовский меланж соединяется с Карадагским и прослеживается до мыса Киик-Атлама. На западе он уходит под мощную толщу жестких конгломератов, слагающих изоклиналильную антиклиналь Суук-Су и через 15 км по простирацию выходит в виде регионального Подгорного меланжа [7].

Разрез Ж-3 (см. рис.1) в целом повторяет и подтверждает вышеописанную модель с более представительным срезом Карадагской антиклинали. Вулканогенная часть этой структуры с утыканием толщ в одноименный меланж трактуется нами, как крупный кластолит, сорванный с основания и окруженный тектоническим микститом. Более мелкие кластолиты вулканогенного состава известны в его обрамлении на западе и северо-востоке. Аллохтонная природа наблюдаемого фрагмента палеовулкана, естественно, ставит вопрос о балансе смещений и палинспастической реконструкции структуры.

Проблема продолжения Карадагского палеовулкана обсуждается более 70 лет. Ранее считалось и считается, что его южная половина опущена по сбросу и расположена в акватории Черного моря [3, стр. 314 и др.]. Позже, по результатам морских исследований в непосредственной близости от берега под четвертичными отложениями магматические породы обнаружены не были, а вскрыты глыбы коренных кварц-полевошпатовых песчаников [2, стр. 61]. Здесь же у берега резко обрывается связанная с магматитами Карадагская магнитная аномалия, размерами 2х6 км, совпадающая с контуром массива. Согласно нашей новой модели, срезанная разрывом половина Карадагского кластолита, должна располагаться в поднадвиге на северо-западе в соответствии с направлением неотектонического поддвига. Именно там, в 7-18 км на северо-запад в поле выходов толщ нижнего мела и верхней юры, расположена близкая по интенсивности Щебетовская магнитная аномалия, размерами 4х10 км (рис. 2, верхний разрез).

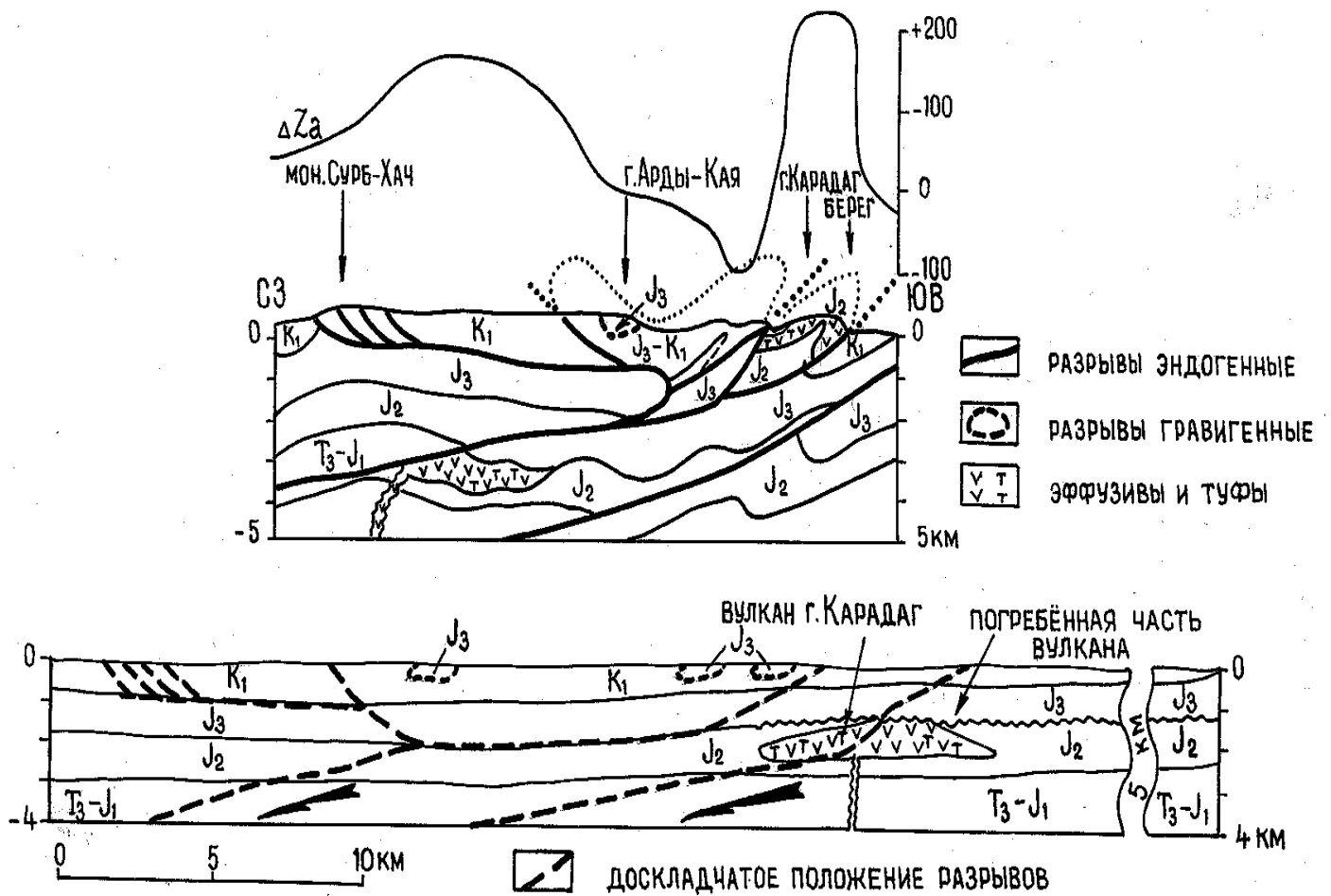


Рис. 2. Сбалансированный геологический разрез района Карадага (А) и его палеогеографическая реконструкция (Б). Составил В.В. Юдин.

Обе они локальны и не имеют аналогов по-близости. При совмещении удлиненной Карадагской аномалии с северо-западной частью полукруглой Щebetовской, образуется изометричная аномалия, сходная с другими крымскими, расположенными в 30-100 км. Согласно расчетам тремя способами определения глубины верхней кромки магнитовозмущающих масс В.В. Левченко и А.И. Котляр получили глубины 2422-2740 м (устное сообщение М.Е. Герасимова, ГПП "УКРГЕОФИЗИКА"). Это хорошо укладывается в надвиговую модель и позволяет оценить относительное смещение Карадагского массива на расстояние 15 км (рис. 2,

нижний разрез). Такая же амплитуда получена при палинспастической реконструкции распрямлением изоклинальных дивергентных складок из компетентных верхнеюрских конгломератов, расположенных по простиранию на разрезе А-Б рисунка 1. Вышеизложенное решает многолетнюю дискуссию об аллохтонности магматических тел Южного Крыма. Палинспастическая реконструкция структур не оставляет сомнений в значительном смещении карадагских магматитов в кайнозой не говоря об их гигантских перемещениях по палеомагнитным данным в мезозой на 1-2 тыс.км [6,9].

Таким образом, в карадагском районе впервые создана сбалансированная модель тектонического строения и выявлены принципиально новые структуры. В составе нижнемеловой олистостромы оконтурены более 20 крупных и многочисленные мелкие олистолиты из верхнеюрских известняков и конгломератов. Шесть из них ремобилизованы неоген-четвертичным тектогенезом в уникальную по строению антиклиналь, в ядре которой выходят более молодые породы, чем в крыльях. Выделены и прослежены Щебетовский и Карадагский вулканогенно-осадочные полимиктовые меланжи, шириной 0,5-2,5 км. Палинспастическая реконструкция района свидетельствует о сокращении здесь зоны плеоосадконакопления при тангенциальном сжатии на 15-20 км. Структурные и геофизические данные позволяют интерпретировать блок Карадагского палеовулкана, как кластолит в меланже, большая часть которого находится в параавтохтоне 15 км северо-западнее на глубине более 2,5 км. Основной разрыв, подстилающий меланжи и интенсивно сжатые складки имеет характер пологого надвига, возможно, с леводвиговой составляющей и расчетным наклоном сместителя на ССЗ под углом 10-20°.

1. Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С. и др. История восточной части территории Горного Крыма в средней-поздней юре // Геотектоника, 1998, № 1. С. 27-44.
2. Вулканы Карадага // Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С. и др. Киев: Наукова думка, 1991. 104 с.

3. Геология СССР, том У 111. Крым. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра. 1969. 576 с.
4. Природа Карадага // Бескаравайный М.М., Костенко Н.С., Миронова Л.П. и др. Киев: Наукова думка, 1989. 288 с.
5. Структурная геология Крыма. // Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.
6. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма. / Природа: М., 1994, № 6. С. 28-31.
7. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Докл. АН. М.1998. Т 363, № 5. С. 666-669.
8. Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма //Доповіді НАНУ, 1999, № 2. С. 139-144.
9. Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. (научно-методическое пособие для учебной геологической практики). Сыктывкар, ИГ КНЦ УрО РАН, СГУ, 2000. 43 с.

ABSTRAKT

For the first time the balanced geological map and sections of the Karadag region have been drawn up. More than 20 olistolithes, 2 zones of the mélangé have been separated by high-amplitude thrusts. The analysis of the magnetic field and the palinspastic reconstruction of compositely crumpled structures have shown, that the modern Karadag was the half of the Middle-Jurassic volcano, stranded on the head, moved 15-20 km to the south in the Neogene-Quaternary time.